

# Material avance producto de las recientes investigaciones en Sismo-Geotecnia

*Temática:*

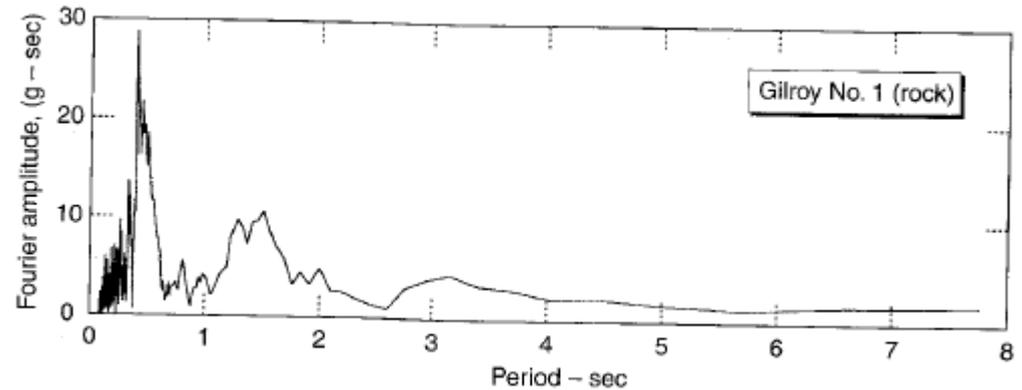
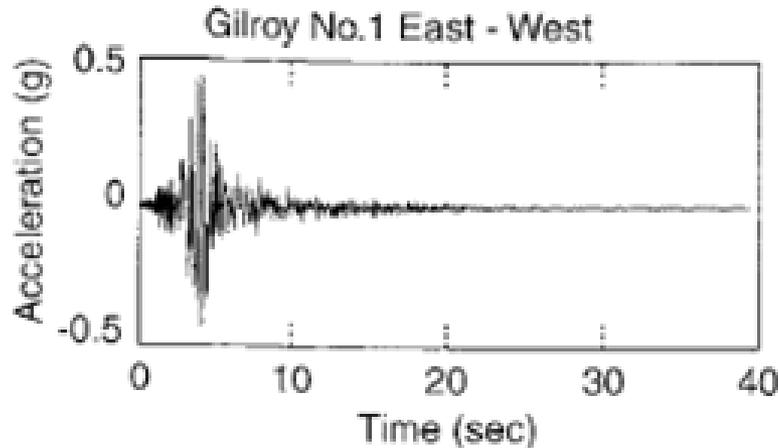
*Intensidad del sector fuerte del acelerograma,  $I_{sm}$ ; licuación de suelos; amplificación de la  $I_{sm}$  en perfiles geotécnicos; las funciones de transferencia en perfiles heterogéneos; el contenido de energía de sismos de diferente magnitud y su potencial clasificación según su forma espectral.*

**Prof. Heriberto ECHEZURÍA  
Montalbán - Caracas**

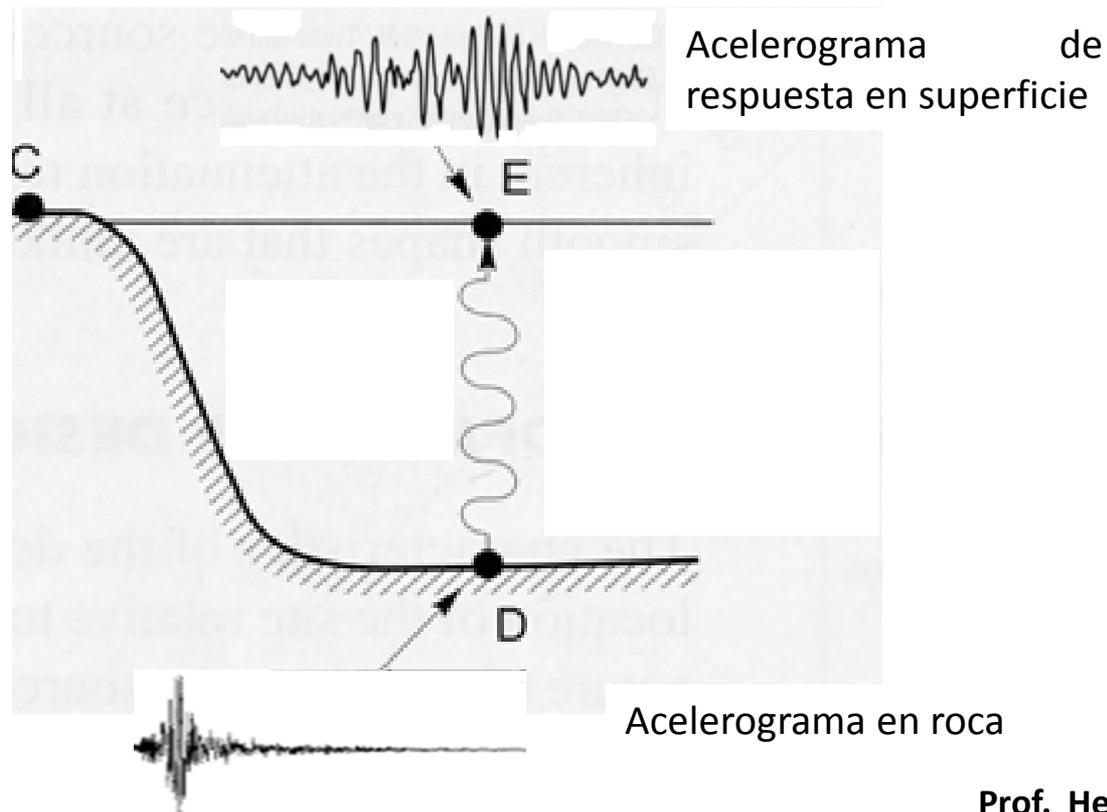
**Espectro del movimiento del terreno:**

Una señal complicada de aceleración puede ser descompuesta en una suma de funciones armónicas de diferentes amplitudes para obtener la función más complicada. Abajo un ejemplo de un acelerograma en afloramiento de roca (izquierda) y su espectro de Fourier correspondientes (derecha) que en realidad corresponde a la suma de funciones armónicas con diferentes amplitudes de la forma:

$$x(t) = c_0 + \sum_{n=1}^{\infty} c_n \sin(\omega_n t + \phi_n)$$

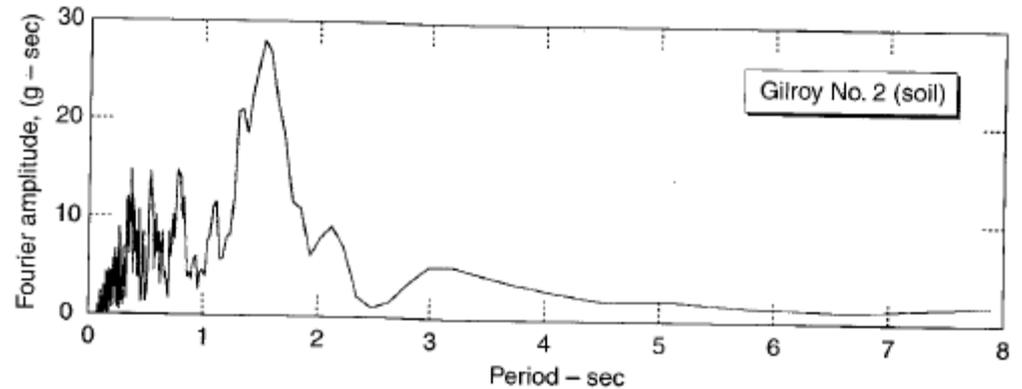
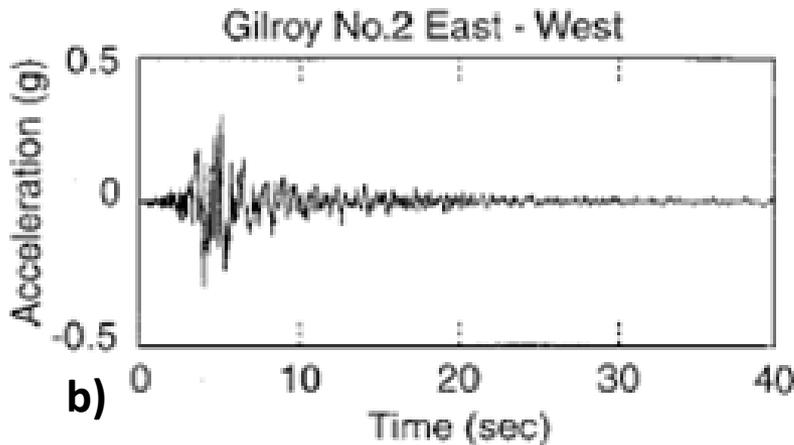
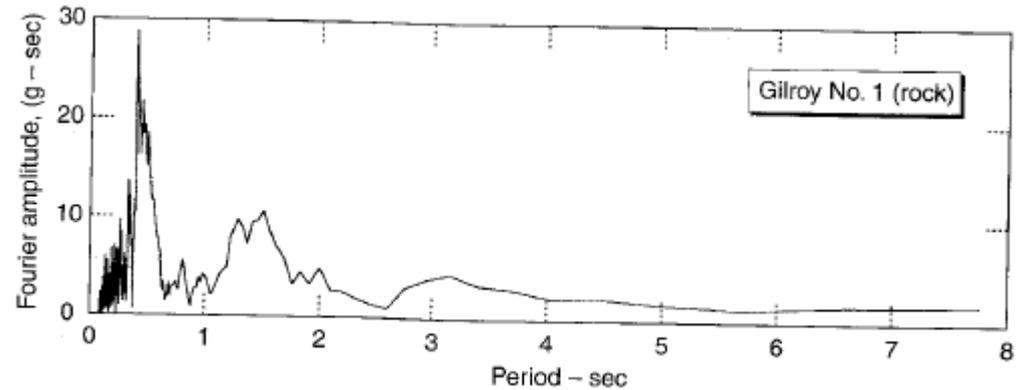
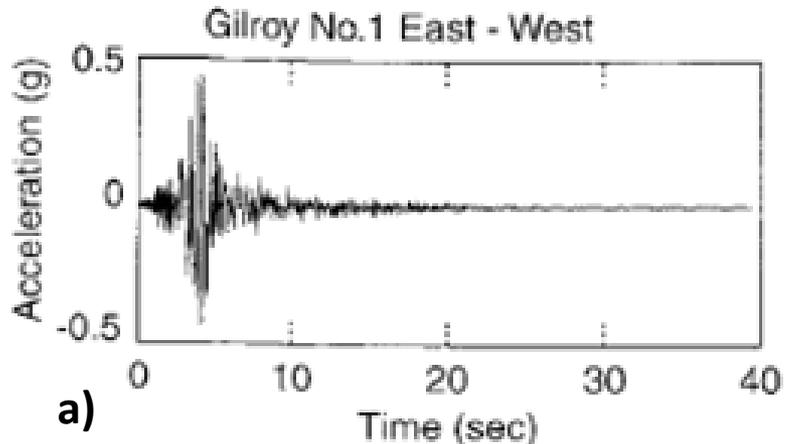


En esta figura se esquematiza la modificación de un registro de aceleraciones al pasar de la roca a la superficie de un perfil geotécnico debido a que este último actúa como un lente que puede amplificar o reducir las amplitudes de las distintas funciones armónicas presentes en el sismo en la roca. A continuación veremos los parámetros que influyen en este proceso de transformación de la señal sísmica.



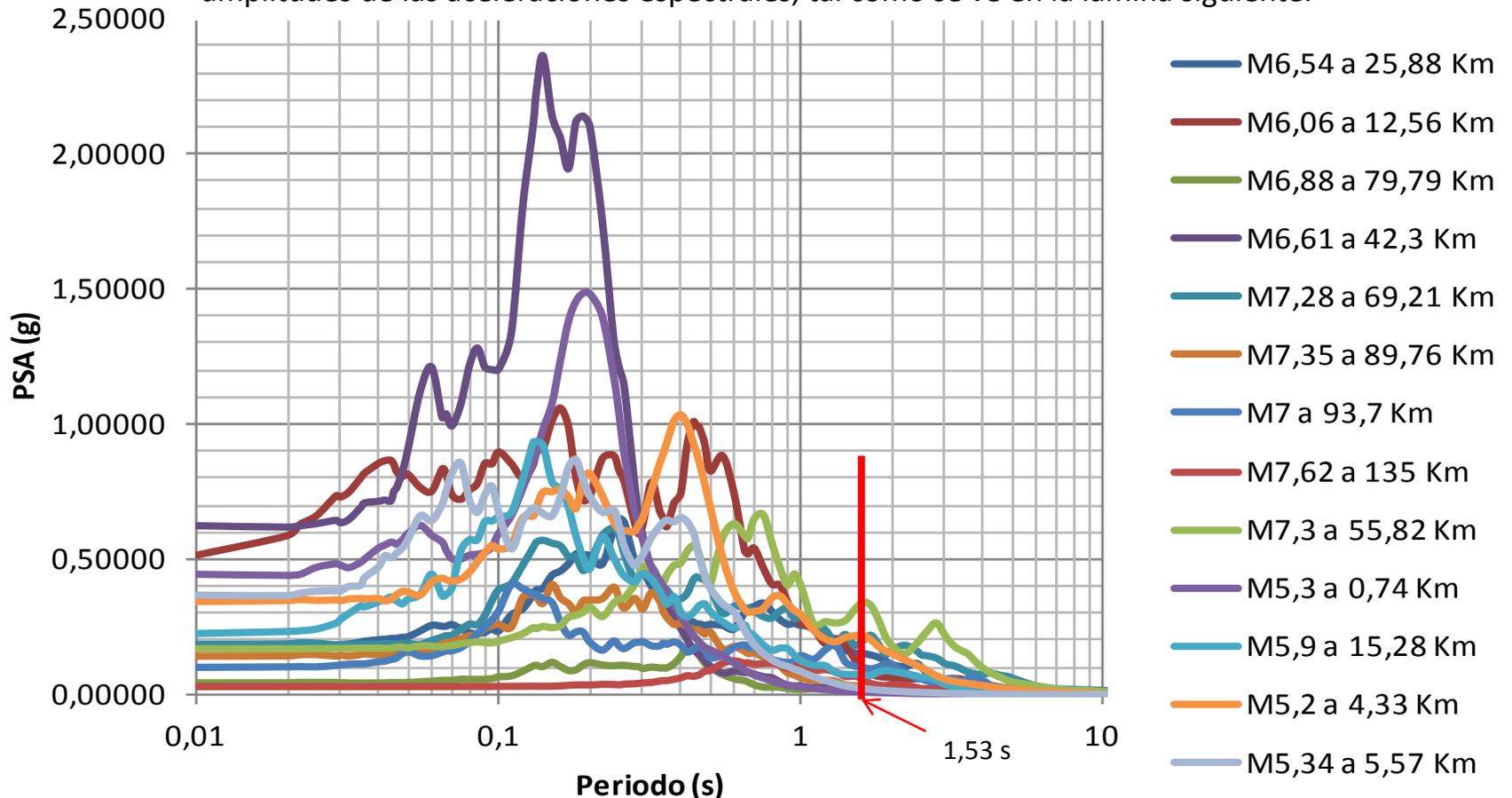
**Espectro del movimiento del terreno:**

Abajo el mismo sismo en roca mostrado antes en la roca en la figura a), y en la b) en el tope de un depósito de suelo. Nótese la diferencia en las amplitudes por debajo de los 3 segundos de las funciones armónicas en ambos espectros de Fourier.



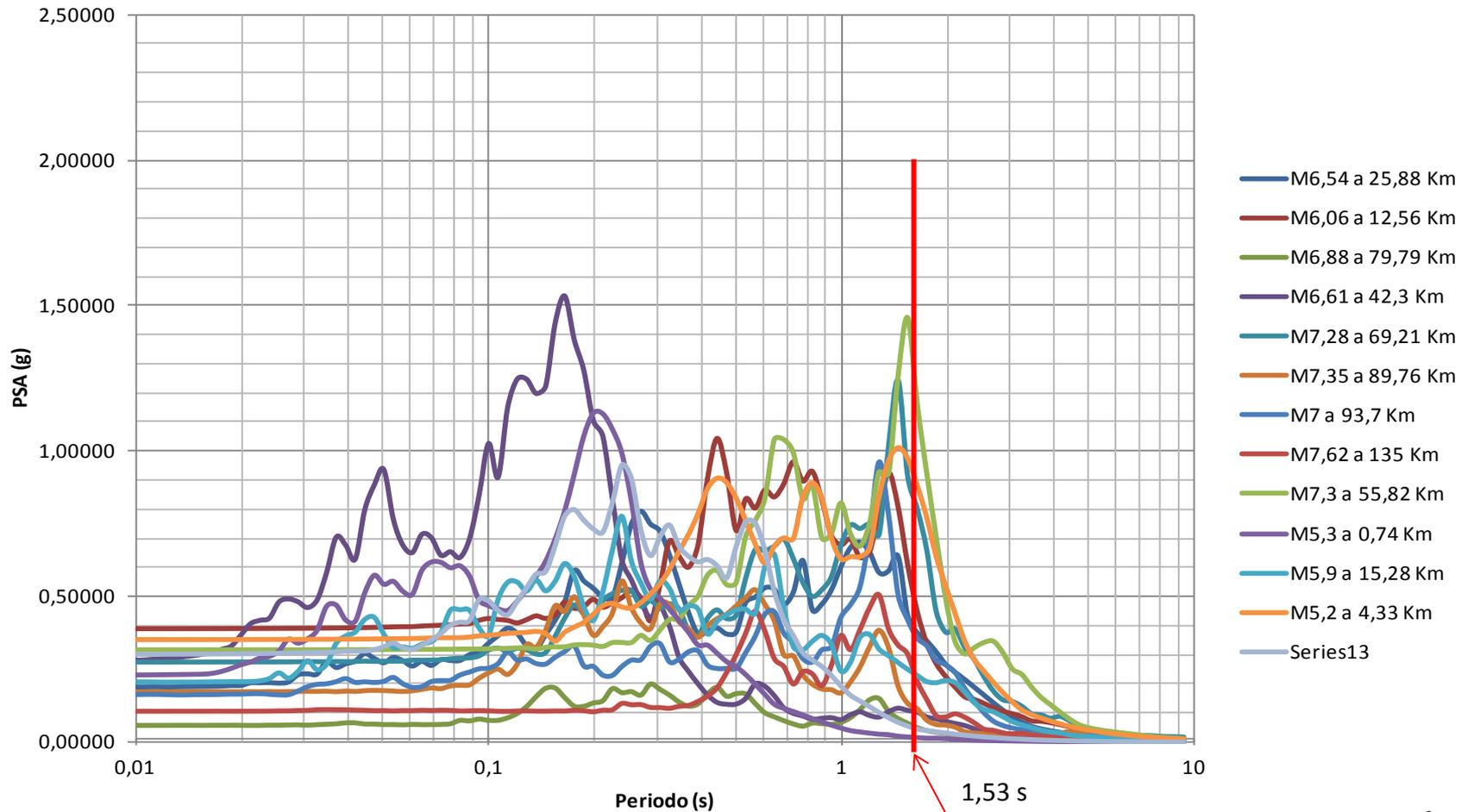
**Espectro del movimiento del terreno:**

Algo similar a lo que sucede con los espectros de Fourier le pasa los espectros de respuesta. Abajo un grupo de espectros de respuesta en roca de varios sismos identificados a la derecha. Se resalta el período fundamental del depósito de suelo ya que el mismo influye en la modificación de las amplitudes de las aceleraciones espectrales, tal como se ve en la lámina siguiente.



### Espectro del movimiento del terreno:

Nótese el incremento de la amplitud de las aceleraciones espectrales en las inmediaciones del período fundamental del depósito. Nótese también que en muchos de los espectros hubo reducción de las aceleraciones espectrales por debajo del período de 0,3 segundos.



Acá se muestra como ejemplo el caso del terremoto de México 1985, con la ubicación de los sitios donde se grabaron acelerogramas en roca y suelo, los espectros de respuesta elásticos y los registros en roca y suelo blando obtenidas para el mismo sismo en la UNAM y otro sitio cercano. Ambos sitios estaban a unos 400 km del epicentro. Nótese las amplificaciones para las aceleraciones espectrales entre 1,5 y 3 segundos del espectro en el suelo respecto al de roca. Nótese además el aumento de la aceleración máxima (PGA) del terreno en el suelo blando.

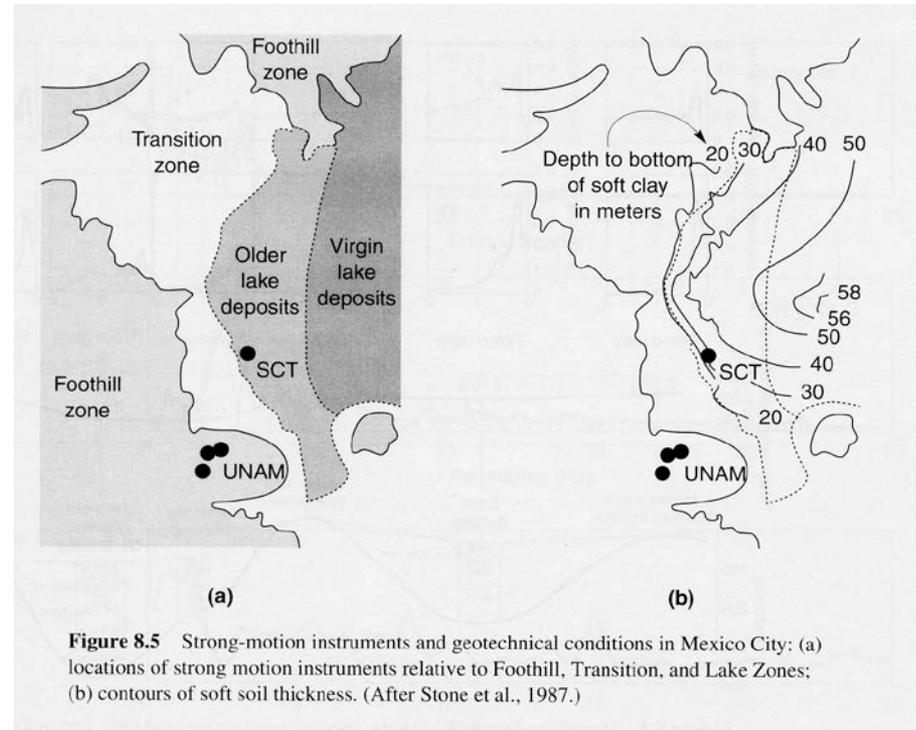


Figure 8.5 Strong-motion instruments and geotechnical conditions in Mexico City: (a) locations of strong motion instruments relative to Foothill, Transition, and Lake Zones; (b) contours of soft soil thickness. (After Stone et al., 1987.)

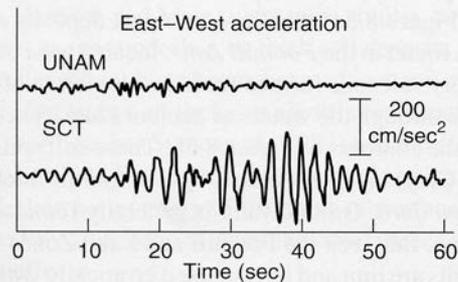


Figure 8.6 Time histories of acceleration recorded by strong motion instruments at UNAM and SCT sites. (After Stone et al., 1987.)

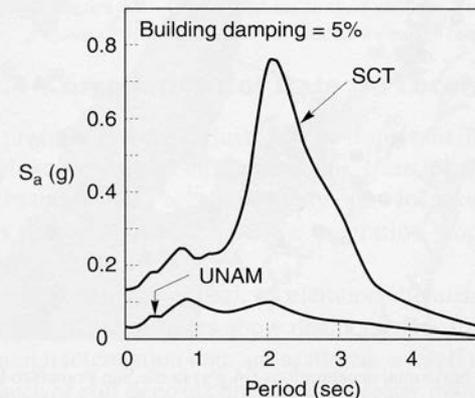
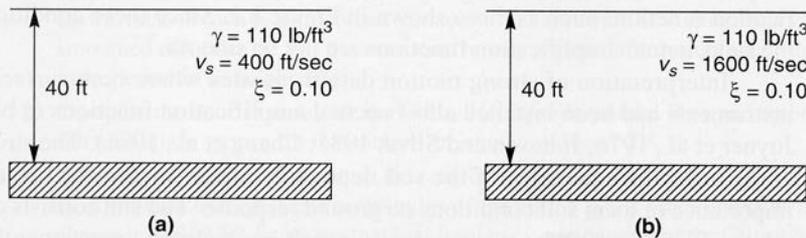


Figure 8.7 Response spectra computed from recorded motions at UNAM and SCT sites. (After Romo and Seed, 1986.)

Para establecer las frecuencias o períodos a los cuales se espera que un perfil aumente las aceleraciones espectrales debemos calcular primero el período fundamental del depósito evaluado con la velocidad de ondas de corte promedio del sitio tal como se indica abajo para dos perfiles idénticos excepto que uno tiene 4 veces la velocidad de ondas cortantes que el otro. Nótese también que el período fundamental del depósito es independiente del amortiguamiento del suelo.

Noten también que el suelo más blando amplifica las bajas frecuencias (altos períodos, perfil A) mientras que el suelo más rígido amplifica las frecuencias altas (bajos períodos, perfil B). Esto es porque las amplificaciones de las aceleraciones espectrales dependen además de las variables anteriores del amortiguamiento del suelo.



$$T_o = 4H/V_s \text{ (s)} \quad \text{y} \quad \text{Frec} = 1/T_o \text{ (Hz)}$$

$$T_{oa} = 4 * 40 / 400$$

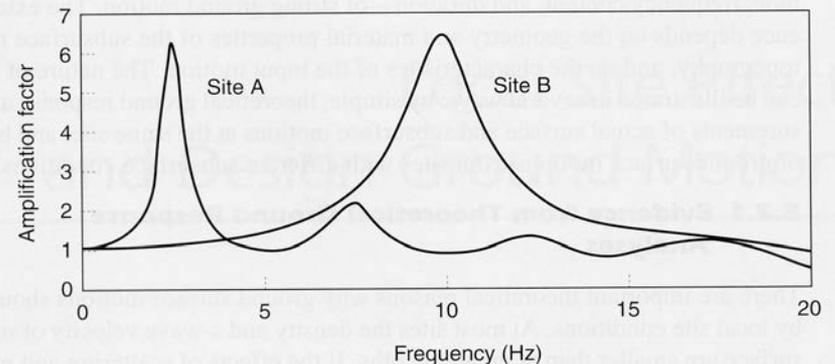
$$T_{oa} = 0,4 \text{ s}$$

$$\text{Frec} = 1/T_{oa} = 2,5$$

$$T_{ob} = 4 * 40 / 1600$$

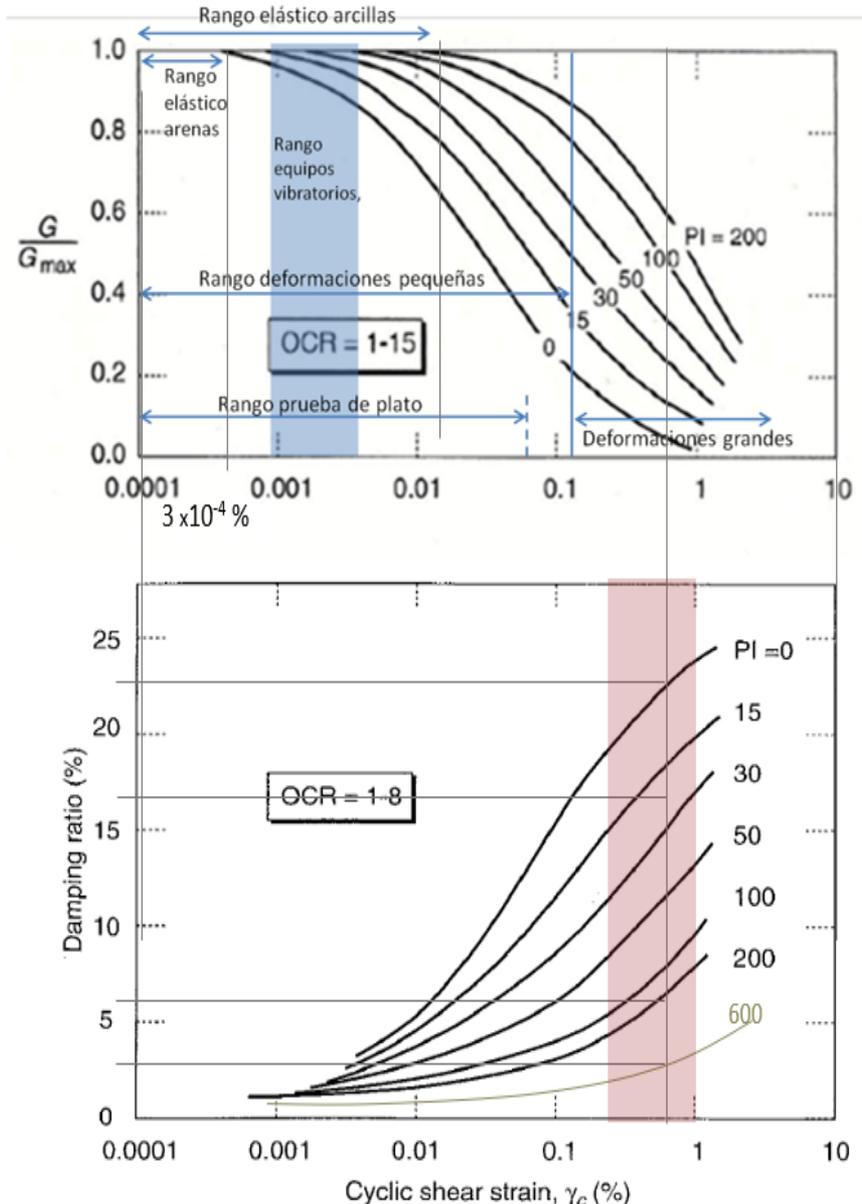
$$T_{ob} = 0,1$$

$$\text{Frec} = 1/T_{ob} = 10$$



Las amplificaciones ocurren a 0,25Hz (0,4 s) y 10Hz (0,1 s) tal como se indica en la figura arriba.

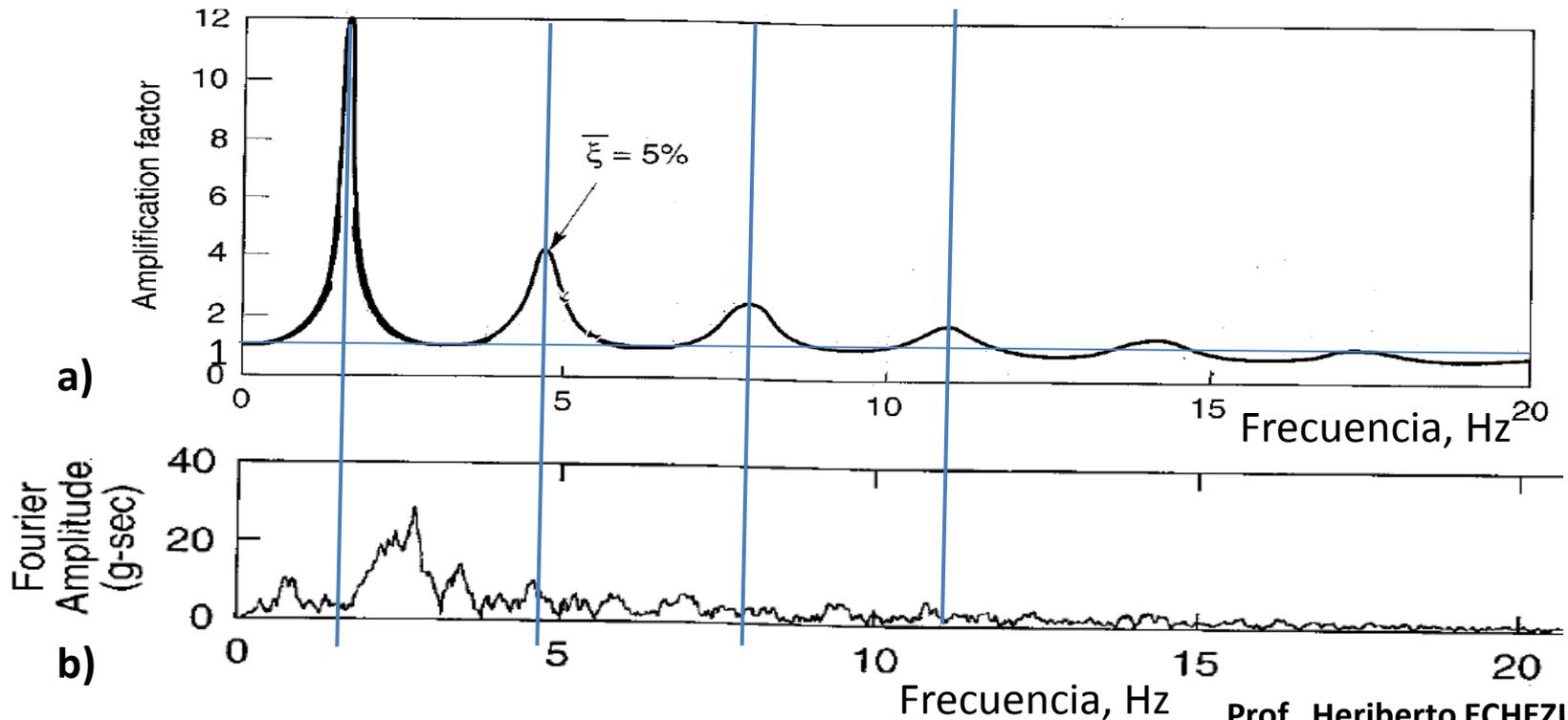
- El amortiguamiento debe estimarse de las curvas normalizadas (Vucetic y Dobry, Darendeli), en el rango marcado para los niveles de deformación esperados en los sismos, marcados en violeta claro en el gráfico inferior. Se incluyen algunos ejemplos.
- Para niveles altos de la deformación cortante,  $\gamma_c$ , a los que puede llegarse por la acción del sismo, los valores del amortiguamiento varían dependiendo del IP del suelo, entre 2,5% para arcillas muy plásticas de Ciudad de México ( $IP \approx 600\%$ ) a 22,5% para arenas y gravas ( $IP=0$ ). Eso hace que la amplificación dinámica disminuya con el aumento del amortiguamiento:



**Espectro del movimiento del terreno:**

Volviendo a las ampliaciones de las amplitudes de las funciones periódicas de un espectro de Fourier tenemos que un análisis de respuesta dinámica que considere el espesor, la velocidad de las ondas de corte y el amortiguamiento del suelo en un perfil homogéneo resulta en una función de amplificación dinámica tal como se muestra abajo en la figura a). La figura b) corresponde al espectro de Fourier en roca.

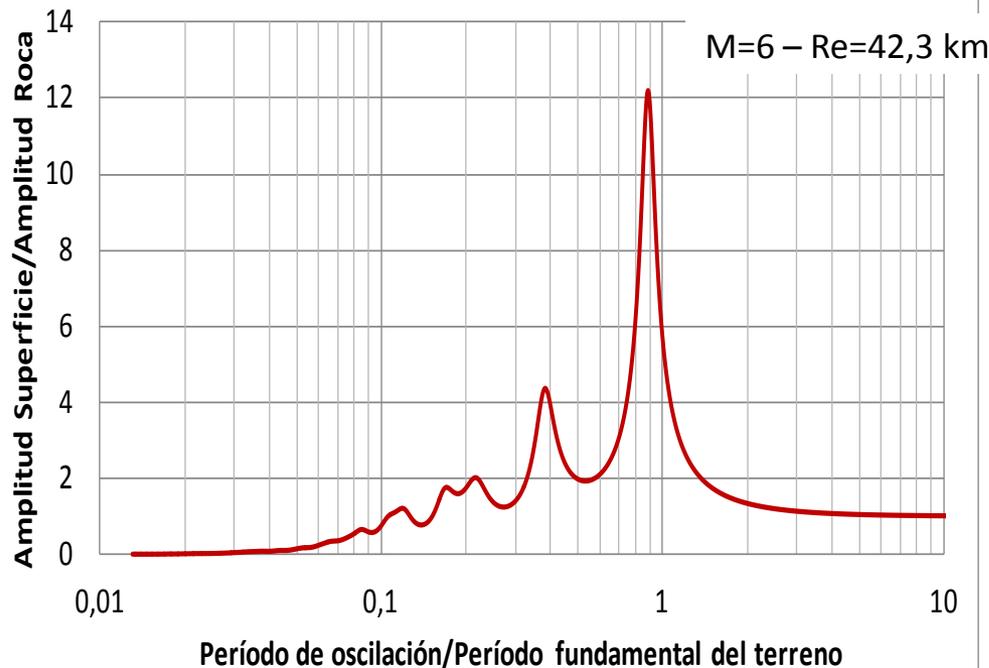
Así, si para un período o frecuencia cualquiera, se multiplica el valor de la amplitud de la función periódica por el factor de amplificación se obtiene la amplitud considerando la modificación del perfil de suelo en el espectro. Nótese que en algunos casos el factor de amplificación está por debajo de 1, con lo cual habrá reducción de la amplitud de la ordenada en roca en lugar de amplificación.



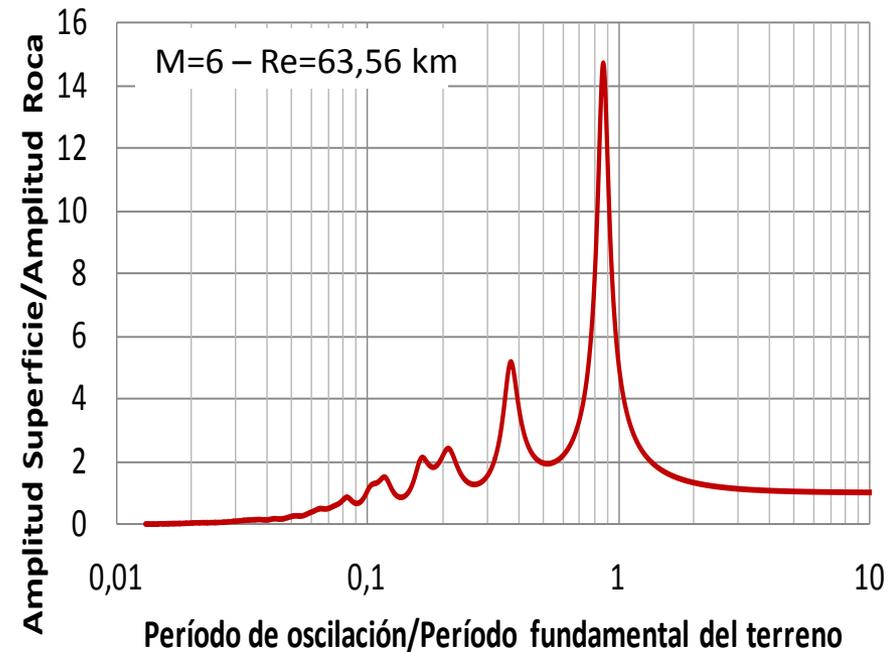
### Espectro del movimiento del terreno:

Si las aceleraciones del espectro de respuesta o el de Fourier en superficie se normalizan por las del espectro de respuesta o de Fourier en roca, y los períodos se normalizan por el valor del período fundamental del terreno, obtenemos la forma de la función de transferencia de dicho depósito, tal como se indica abajo para dos sismos de magnitud 6 grabados a diferente distancia en depósitos del mismo material (amortiguamiento, espesor y  $V_s$ ) con período fundamental igual a 1,53 s. Nótese que ambas funciones son muy parecidas. Nótese que los picos están en las cercanías del período fundamental, pero no necesariamente sobre el valor 1.

Razón espectros de fourier en superficie y roca

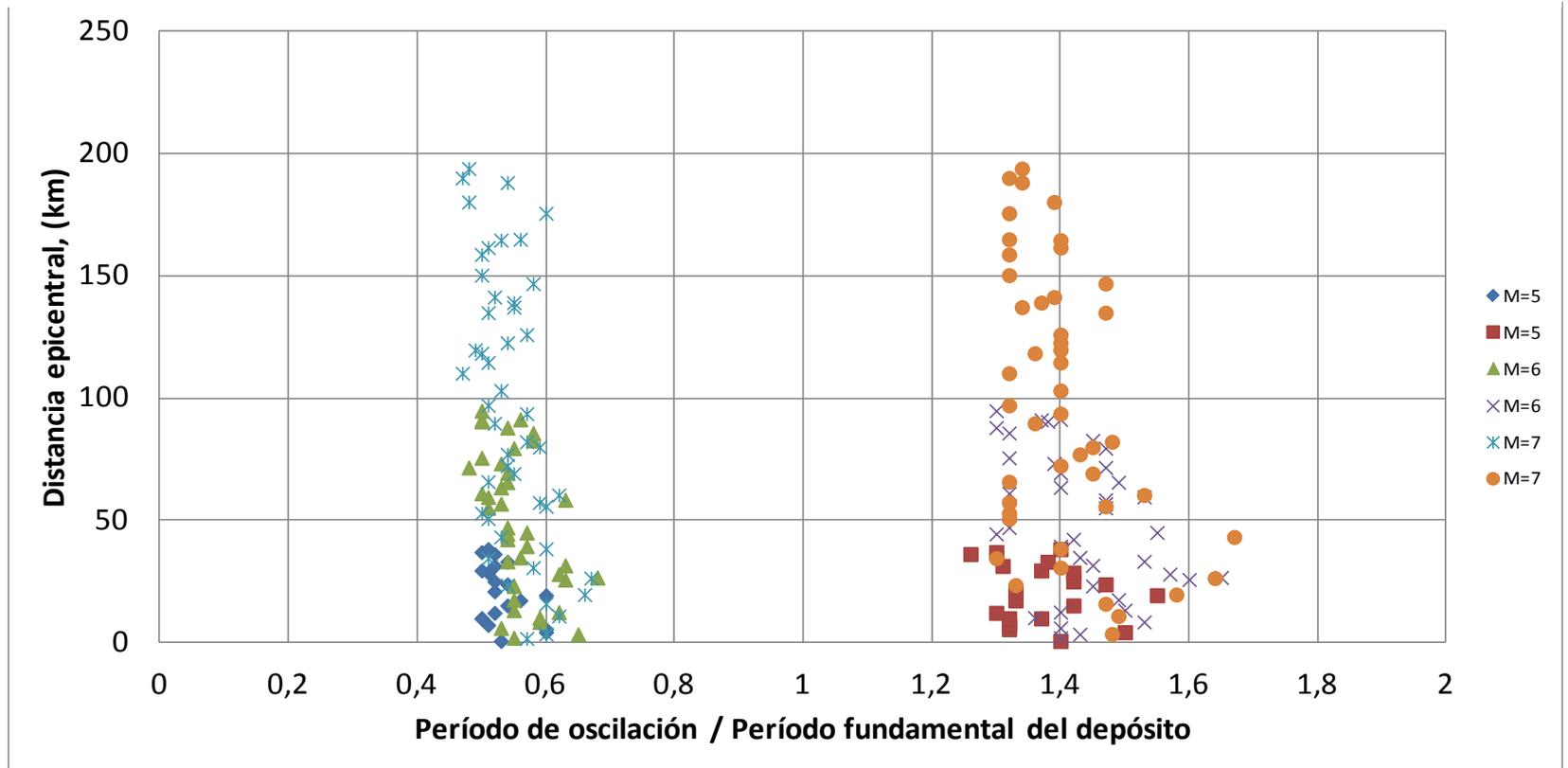


Razón Espectros Fourier - Superficie/Roca



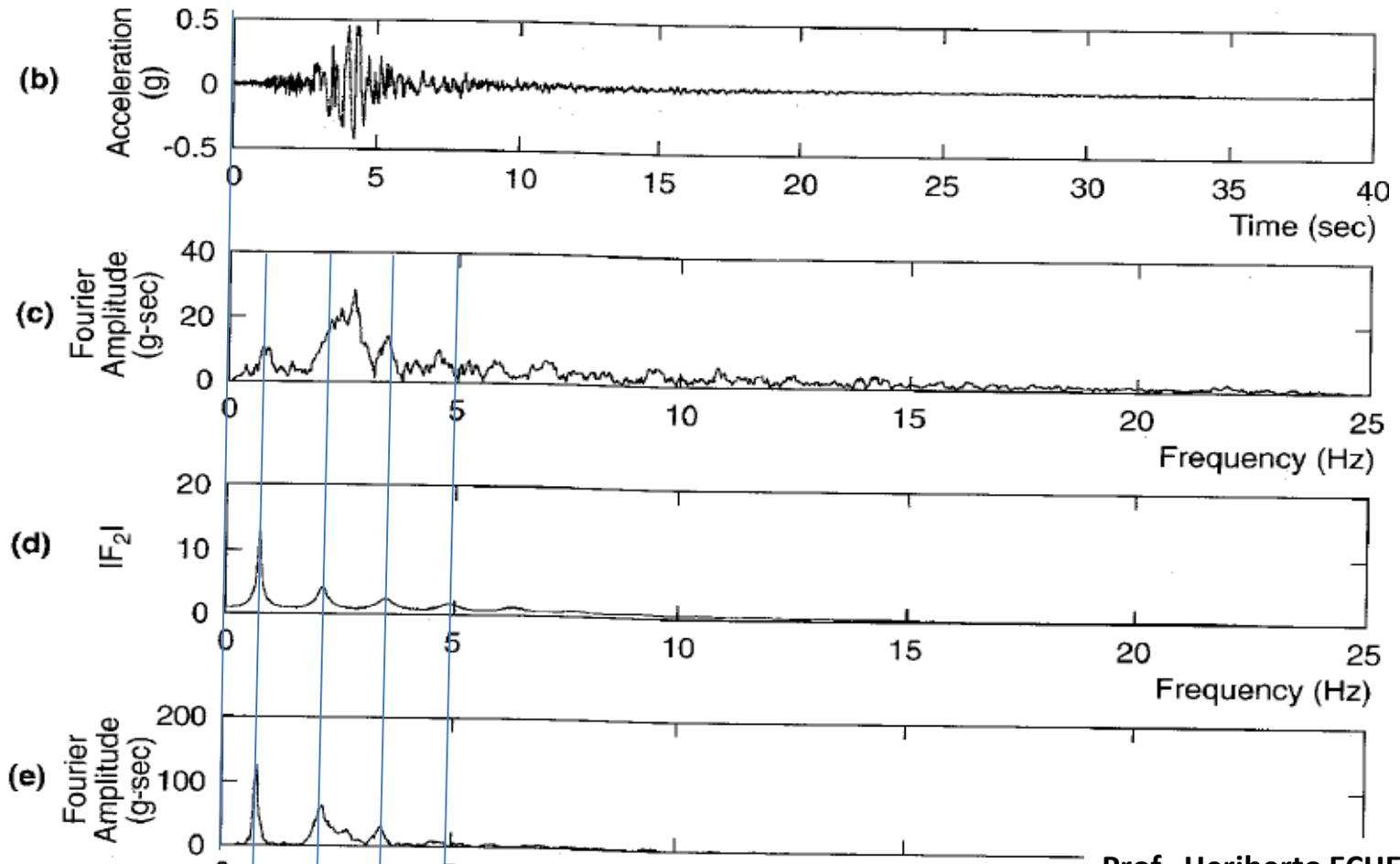
### Espectro del movimiento del terreno:

Si los períodos correspondientes a las dos máximas amplificaciones en la respuesta en superficie se normalizan por el valor del período fundamental del terreno y se grafican con la distancia epicentral, se observa que independientemente de la magnitud y la distancia epicentral, todos los picos ocurren alrededor de  $1,4 T_0$  para el pico mayor y  $0,6 T_0$  para el pico menor. La dispersión para el pico mayor de la amplificación es mayor que para el pico menor.



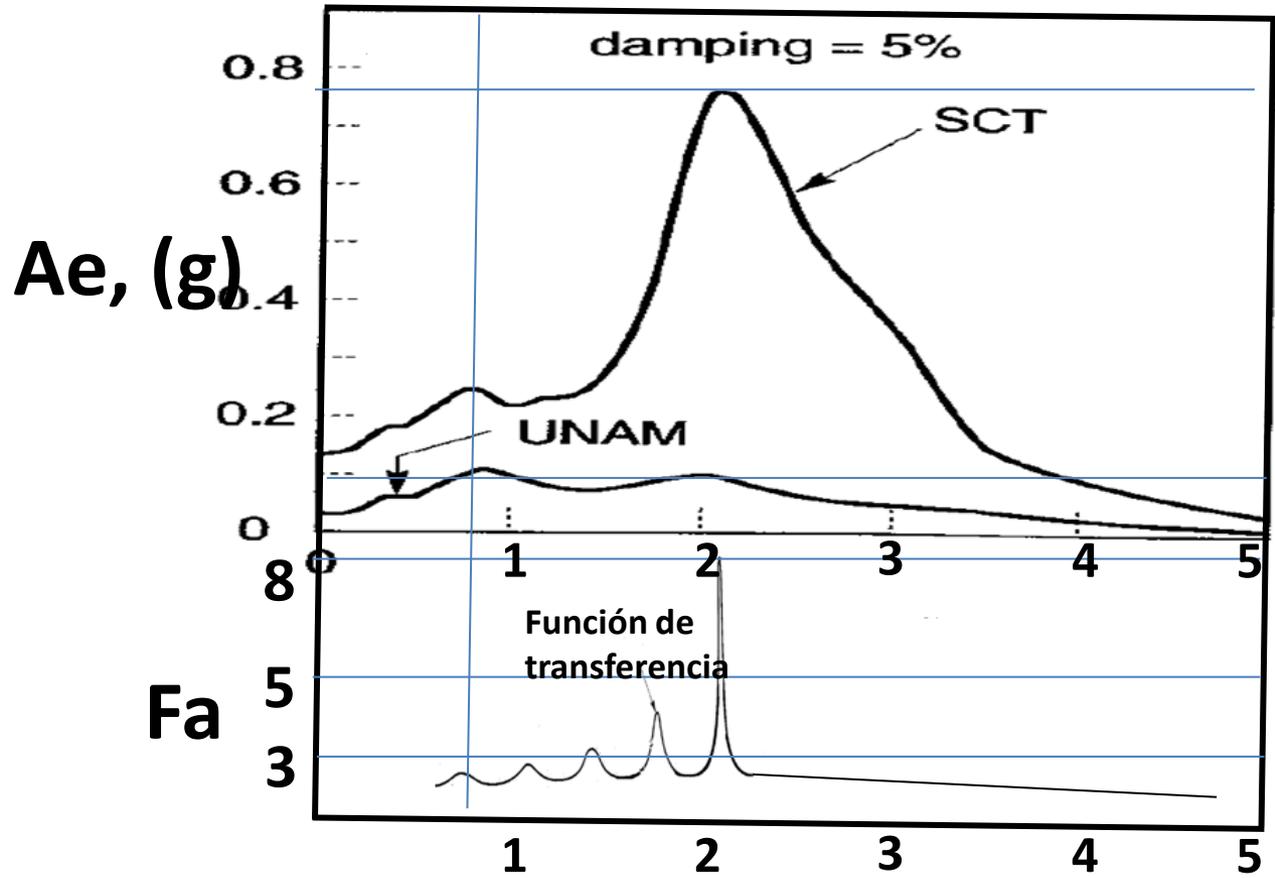
**Espectro del movimiento del terreno:**

En la gráfica de abajo se ilustra el efecto de multiplicar el valor de la amplitud de la función periódica por el factor de amplificación para obtener el espectro modificado en superficie. Luego, a partir de dicho espectro se obtiene el acelerograma en la superficie aplicando el teorema de Fourier.



**Espectro del movimiento del terreno:**

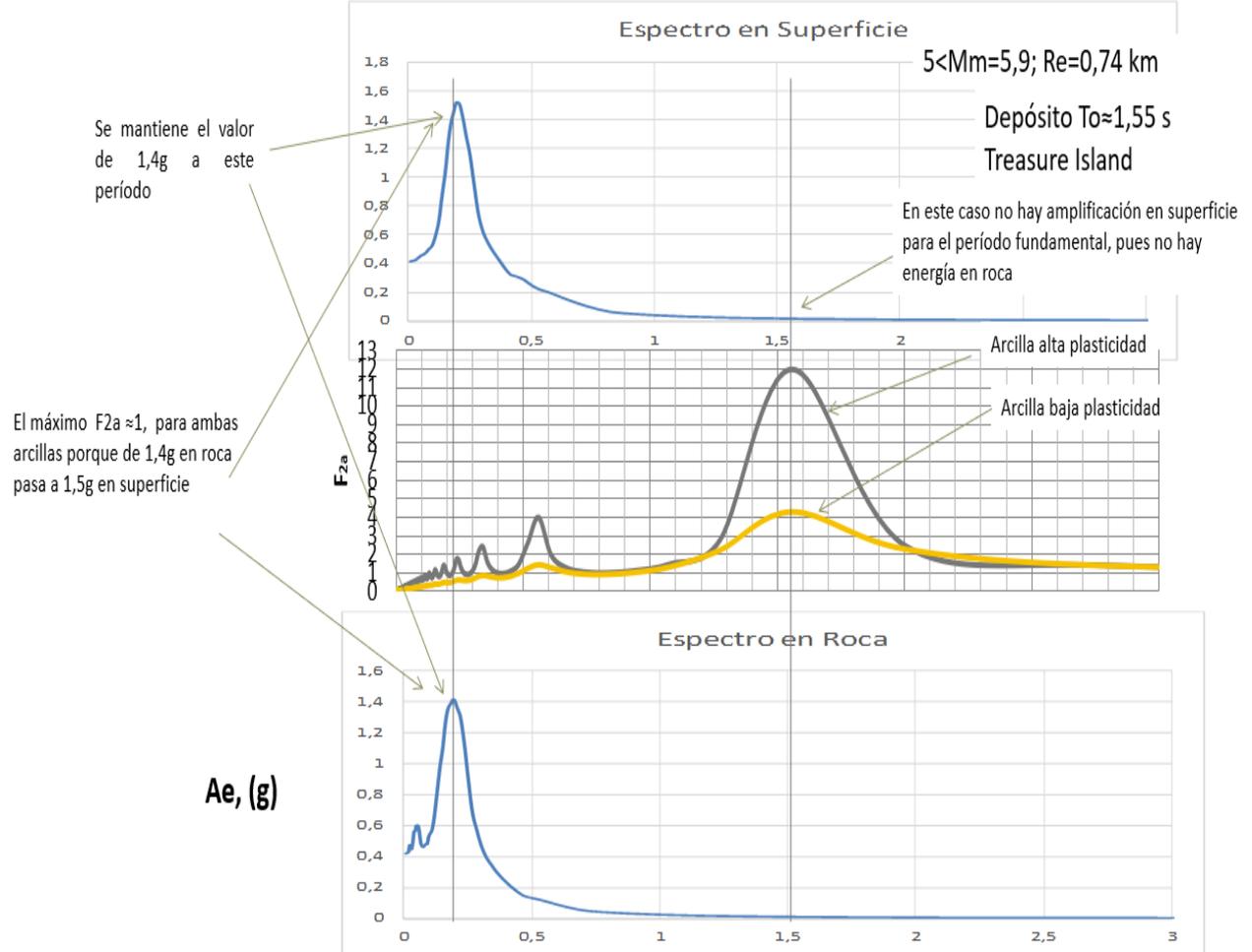
En la gráfica de abajo se esquematiza lo que debe haber sido el efecto de multiplicar el valor de la amplitud de las aceleraciones espectrales por el factor de amplificación correspondiente para obtener el espectro de respuesta modificado en superficie para el terremoto de México 1985. Aquí la función de amplificación se ha llamado función de transferencia, como también se le denomina.



Ahora bien, se ha observado que además de la posición del período fundamental del depósito en el espectro de respuesta, es necesario tener claro dónde está la energía del sismo en roca para poder anticipar adecuadamente el espectro modificado en la superficie. Esto se ilustra a la derecha donde se ve que el contenido de energía del sismo, indicado por las amplitudes de sus aceleraciones espectrales está por debajo de los 0,75 s.

- Para Treasure Island con un período fundamental  $T_0=1,55$  se tiene para un sismo:

Por lo tanto el espectro en roca se modifica muy poco a la derecha de dicho valor ya que el sismo prácticamente no tiene energía en esa zona. A la izquierda del los 0,75 s se ve que apenas hay algo de amplificación ya que los valores de la función de amplificación están alrededor de 1y 1,1. Nótese que en este caso se ha amplificado la función de transferencia y se ha colocado el rango para dos amortiguamientos diferentes. Como se ve, dependiendo del amortiguamiento la amplificación puede cambiar significativamente

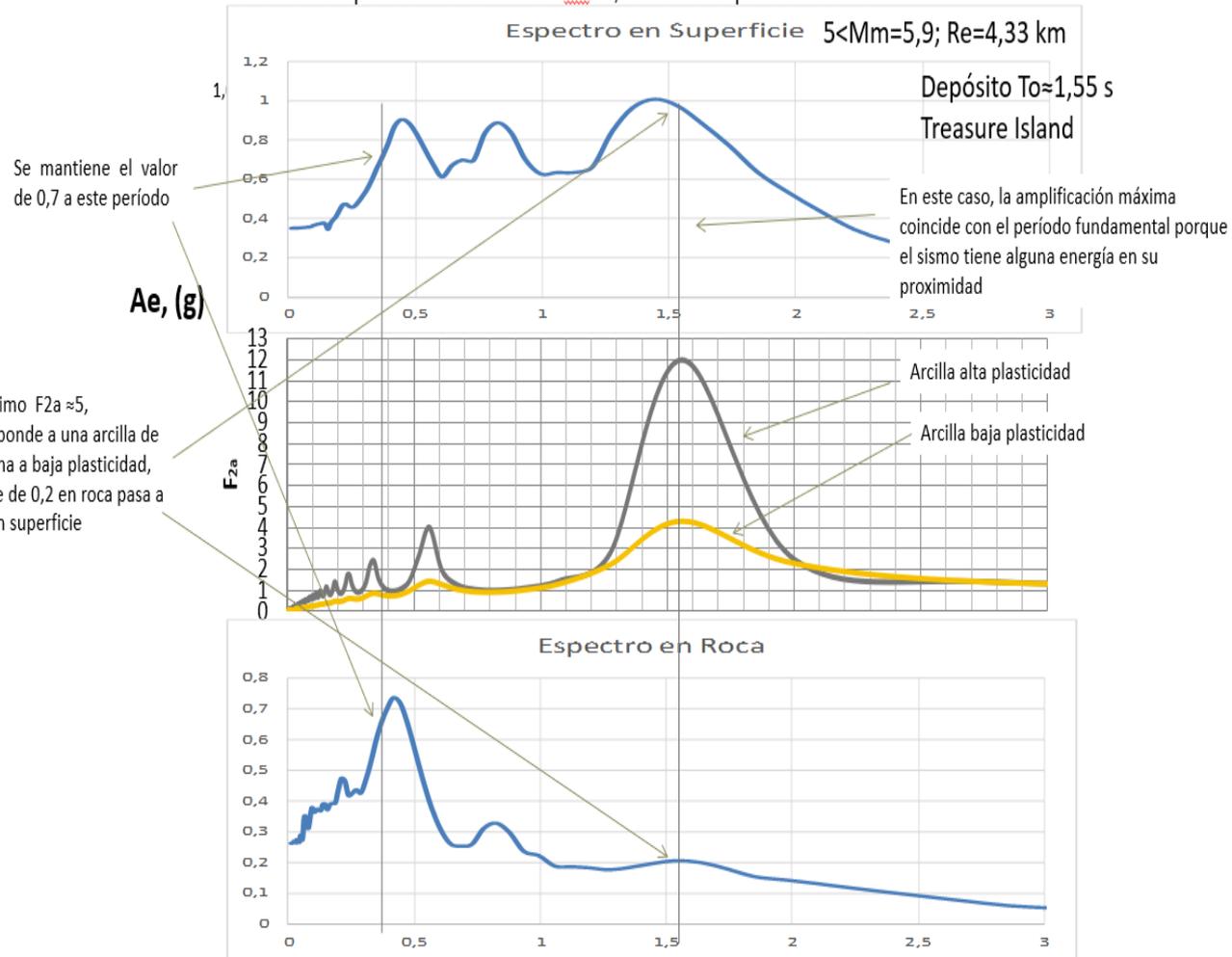


### Espectro del movimiento del terreno:

En la gráfica de abajo se esquematiza lo que sucede con las funciones de transferencia de otro sismo que tiene más energía en las cercanías del período fundamental del depósito.

Al igual que en caso anterior, se ha amplificado la función de transferencia y se ha colocado el rango para dos amortiguamientos diferentes. Como se ve, dependiendo del amortiguamiento la amplificación puede cambiar significativamente

- Para Treasure Island con un período fundamental  $T_0=1,55$  se tiene para un sismo:

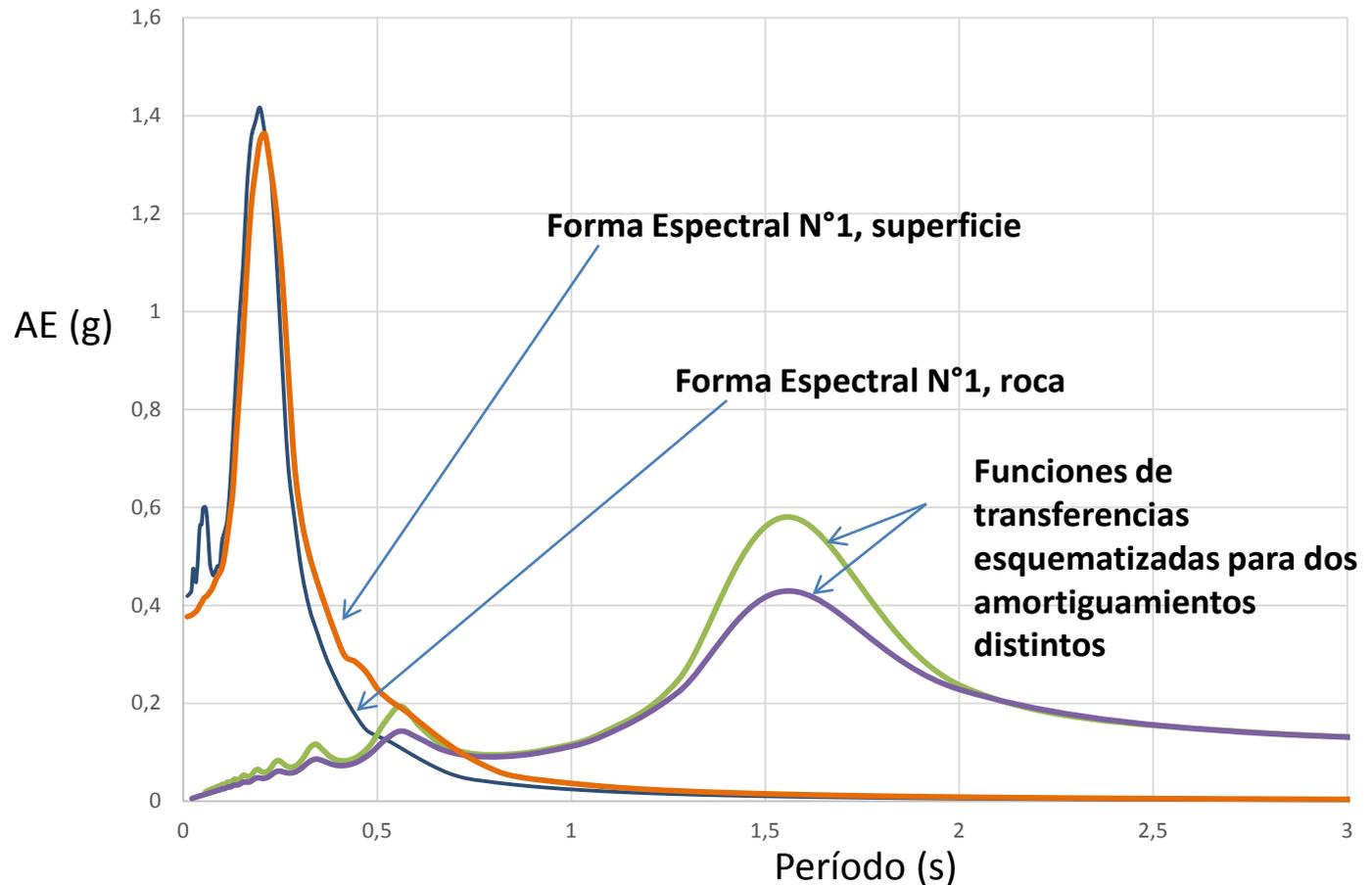


### Espectro del movimiento del terreno:

Con base en el reconocimiento de que también el rango de períodos con alta energía del sismo influyen en la respuesta en la superficie, se ha realizado una clasificación preliminar de los espectros de respuesta tomando en consideración el período fundamental del depósito y la forma esperada de la función de transferencia. Es oportuno recordar que la función de transferencia tiene su máximo en las cercanías del período fundamental del depósito.

Izmir Turkey - PSPE\_Q=0,594 - pwp=30% -M=5,3 Re= 0,74

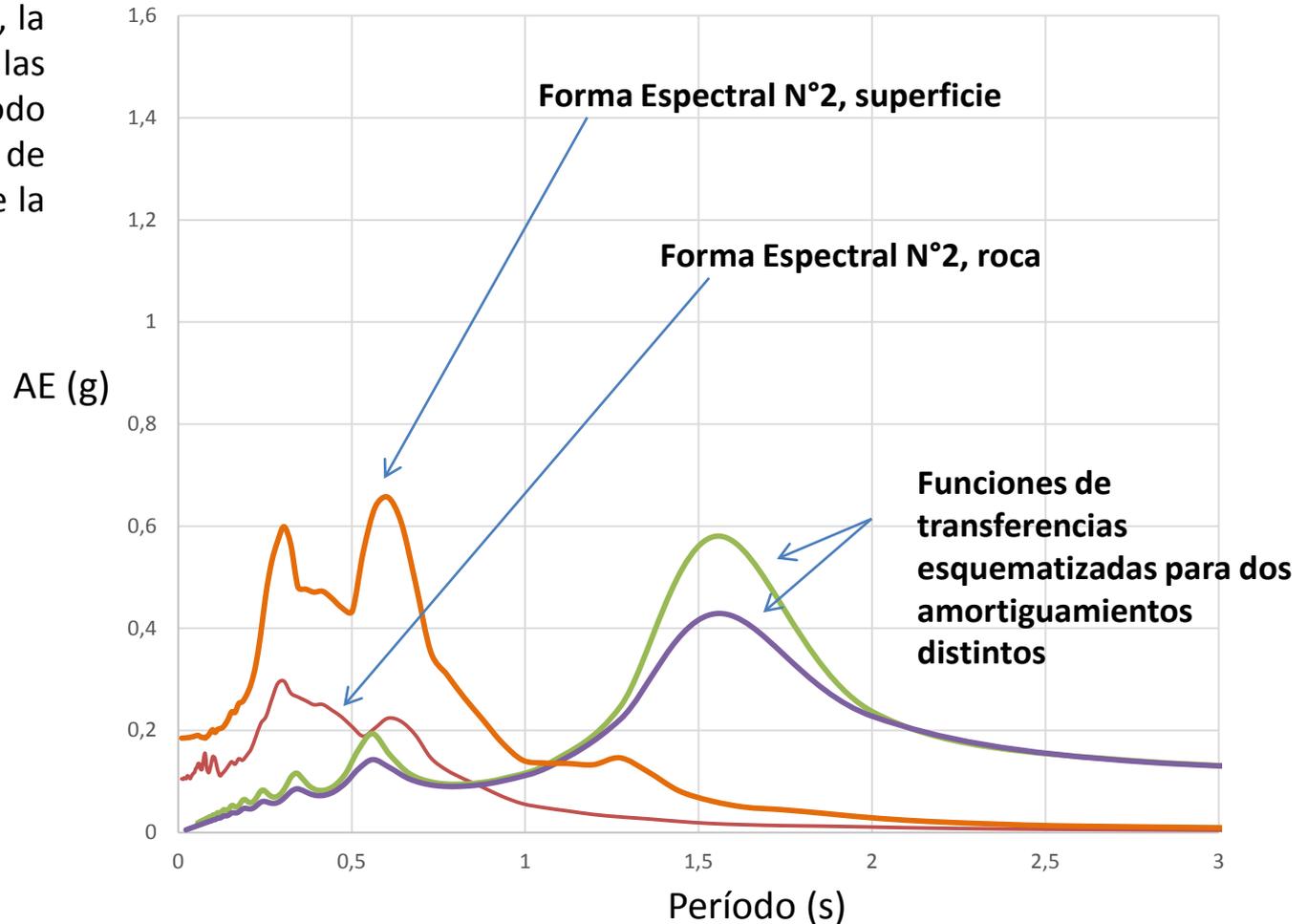
A tal efecto se han identificado 4 formas espectrales. La de abajo es la forma N°1, la cual tiene  $<0,01$  g en las cercanías del período fundamental, y por debajo de 0,2 g cerca del segundo pico de la función de transferencia.



### Espectro del movimiento del terreno:

La de abajo es la forma N°2, la cual tiene  $<0,05g$  en las cercanías del período fundamental y alrededor de  $0,2 g$  en el segundo pico de la función de transferencia.

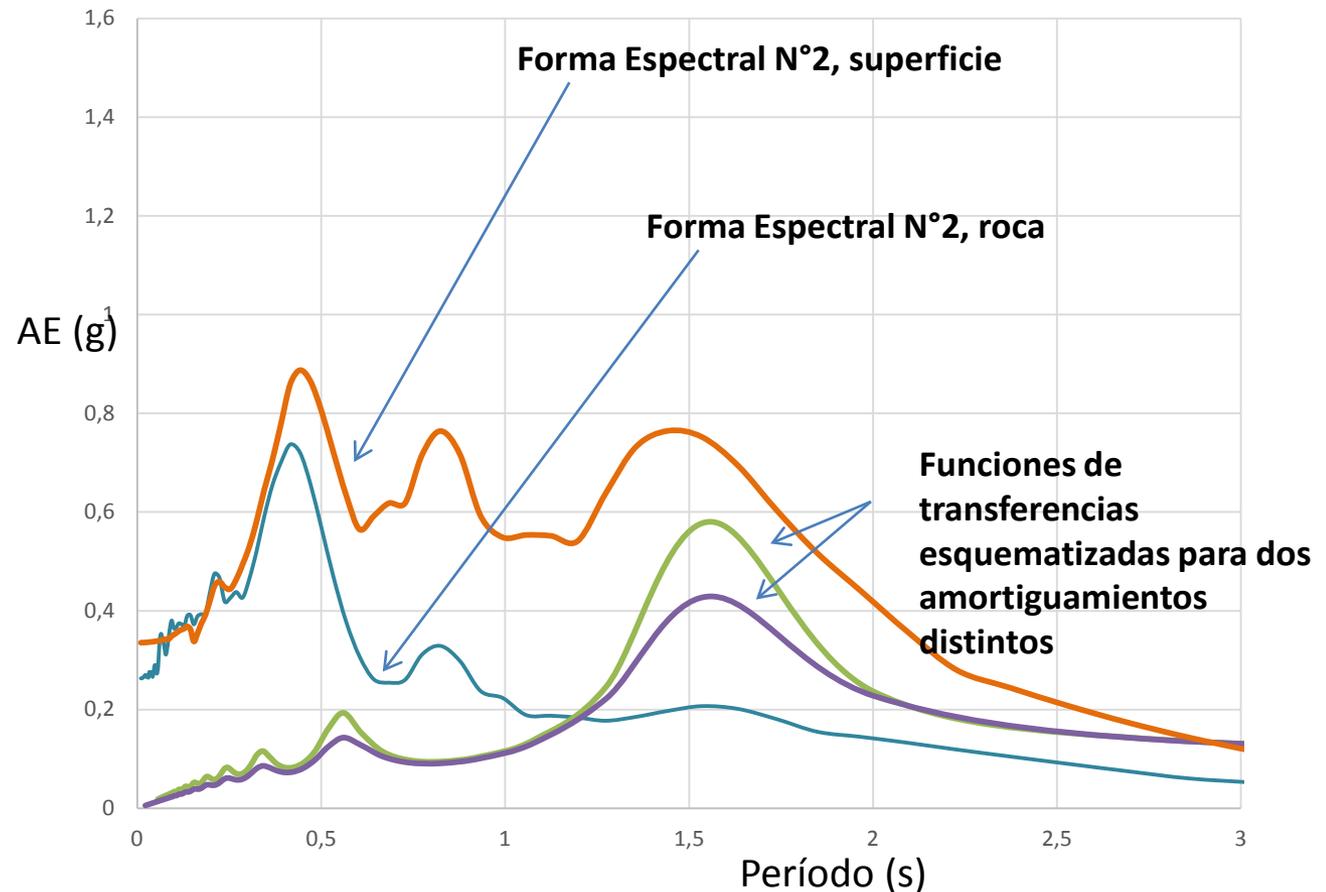
N Palm Springs - pwp=35% PSPE= 0,152 - M= 6,06 -  
Re=51,91



### Espectro del movimiento del terreno:

La de abajo es la forma N°3, la cual tiene alrededor de 0,2 g en las cercanías del período fundamental y >0,4 g en el segundo pico de la función de transferencia.

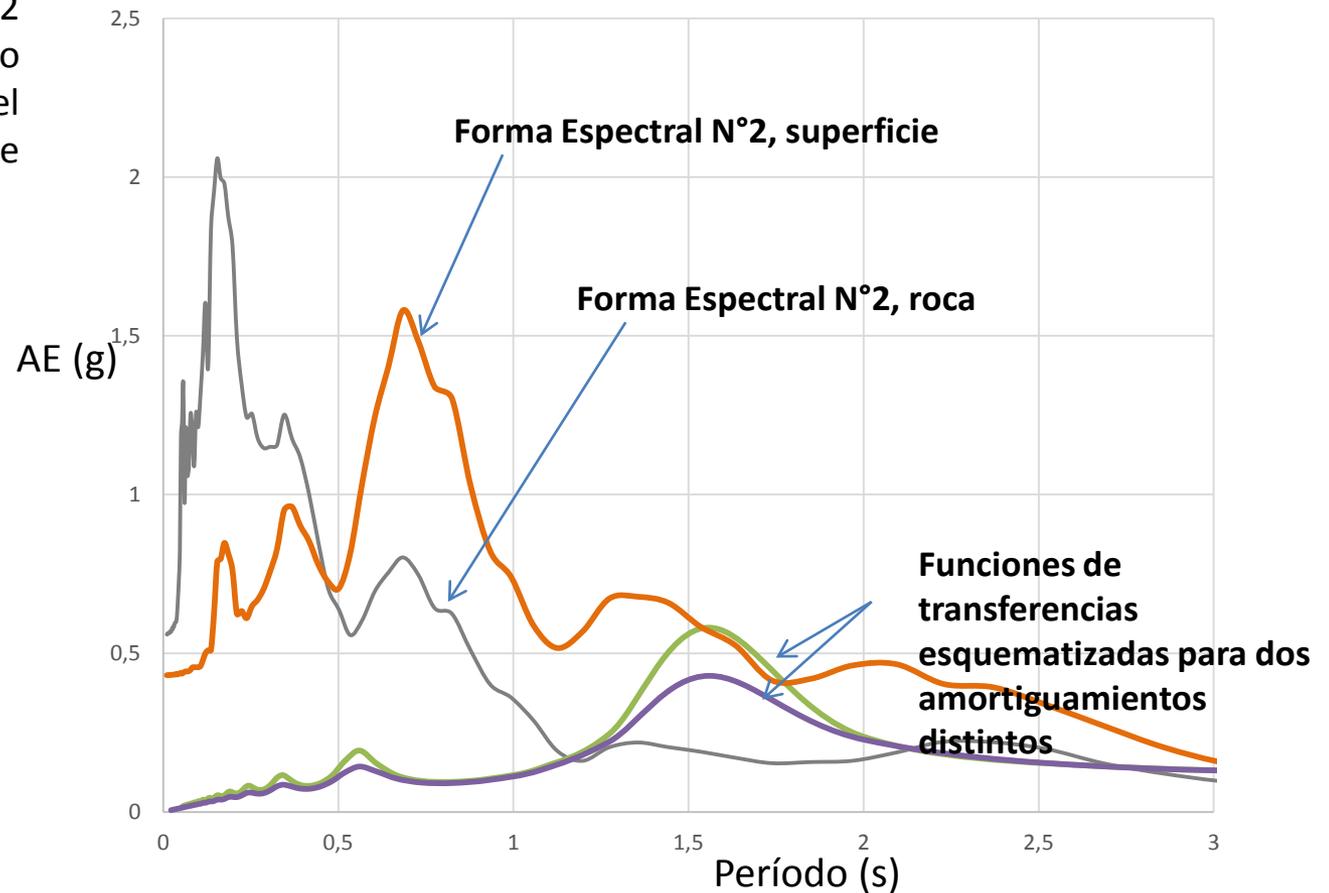
Managua Nicaragua - pwp=78% - PSPE\_Q= 0,37 - M=5,2  
Re=4,33



**Espectro del movimiento del terreno:**

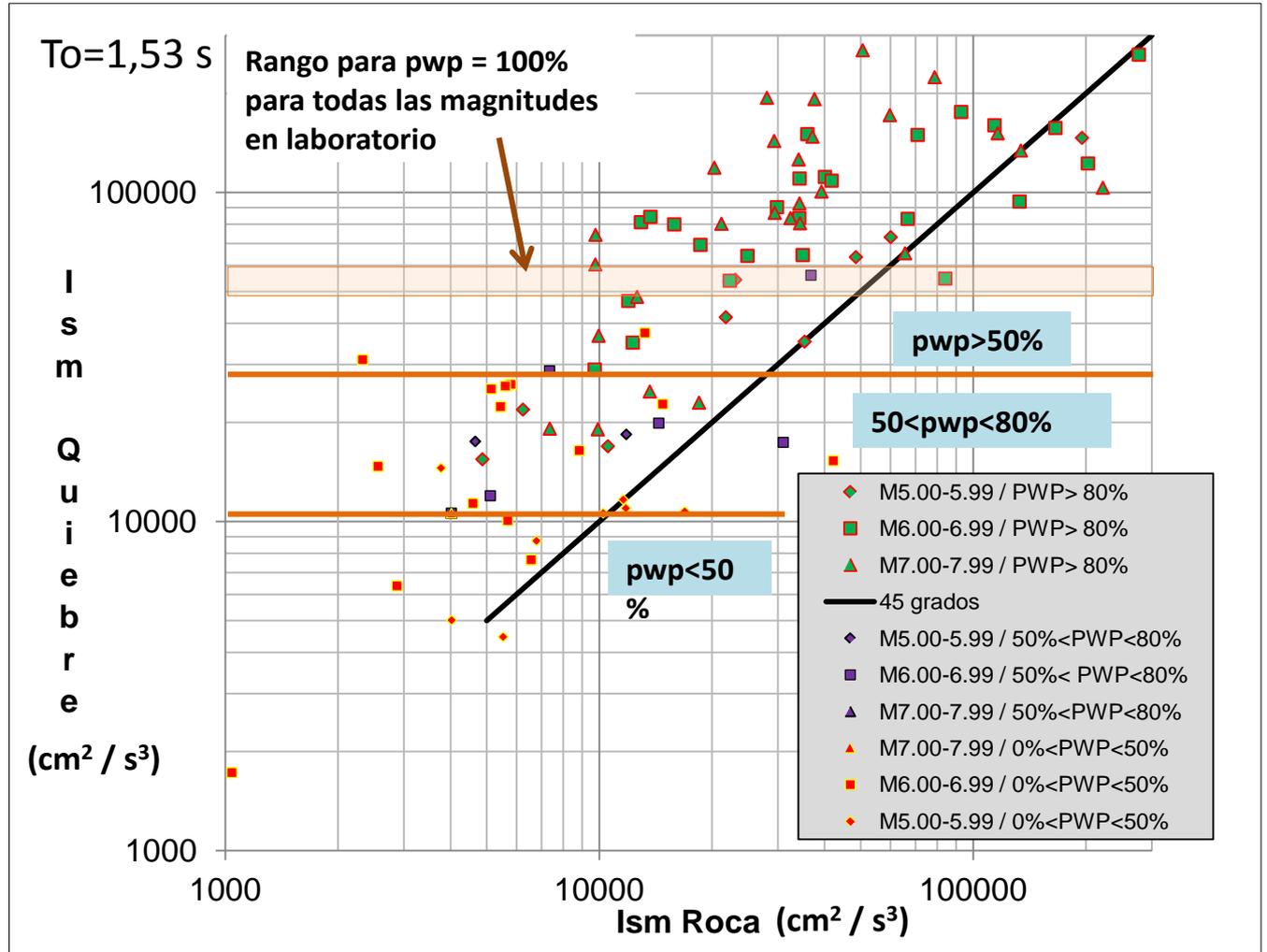
La de abajo es la forma N°4, la cual tiene alrededor de 0,2 g en las cercanías del período fundamental y  $>0,5$  g en el segundo pico de la función de transferencia.

Manjil Iran - pwp=75 % PSPE\_Q=0,564 - M=7,37 - Re=12,55



Las amplificaciones del sector fuerte del acelerograma,  $I_{sm}$ , se dan para ciertas condiciones y dependen de la magnitud.

Se indican los límites potenciales para rangos de las presiones de poros y el rango para licuación en ensayos de laboratorio



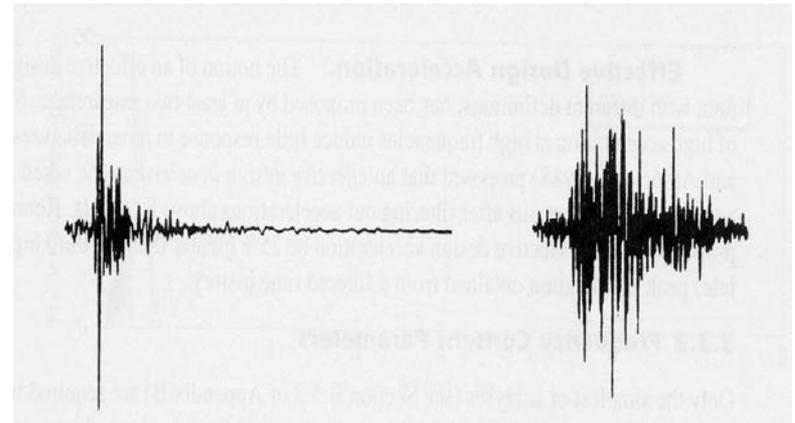
### ¿Cómo medimos la energía del sismo?

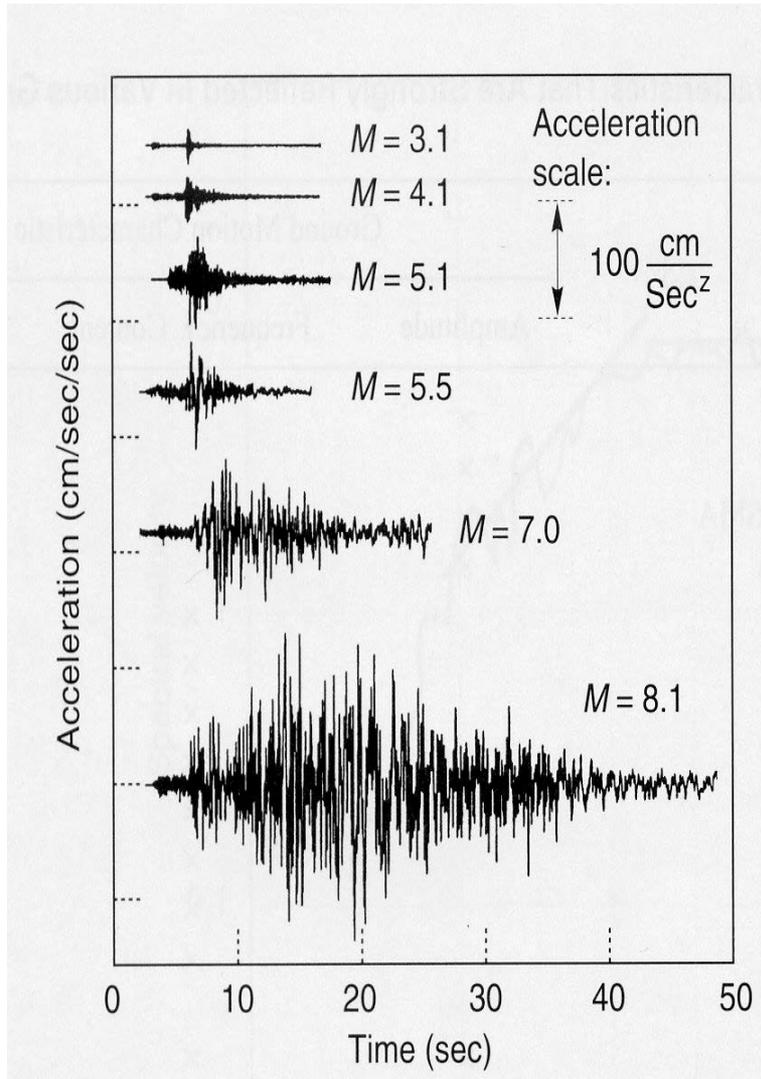
Las ondas transportan sólo una pequeña fracción de la energía liberada en la fuente. Esa energía de las ondas se va atenuando con la distancia. Eso define la intensidad con la cual se siente el sismo en las rocas que forman la corteza terrestre. La intensidad también se asocia con la capacidad del sismo para causar daño.

Por eso la intensidad también se mide con otros parámetros capaces de causar daño, como la máxima aceleración del terreno.

A la derecha dos acelerogramas con amplitudes máximas de las aceleraciones máximas muy similares pero diferentes duraciones. Resulta evidente intuitivamente que el acelerograma de la derecha causará más daños que el otro.

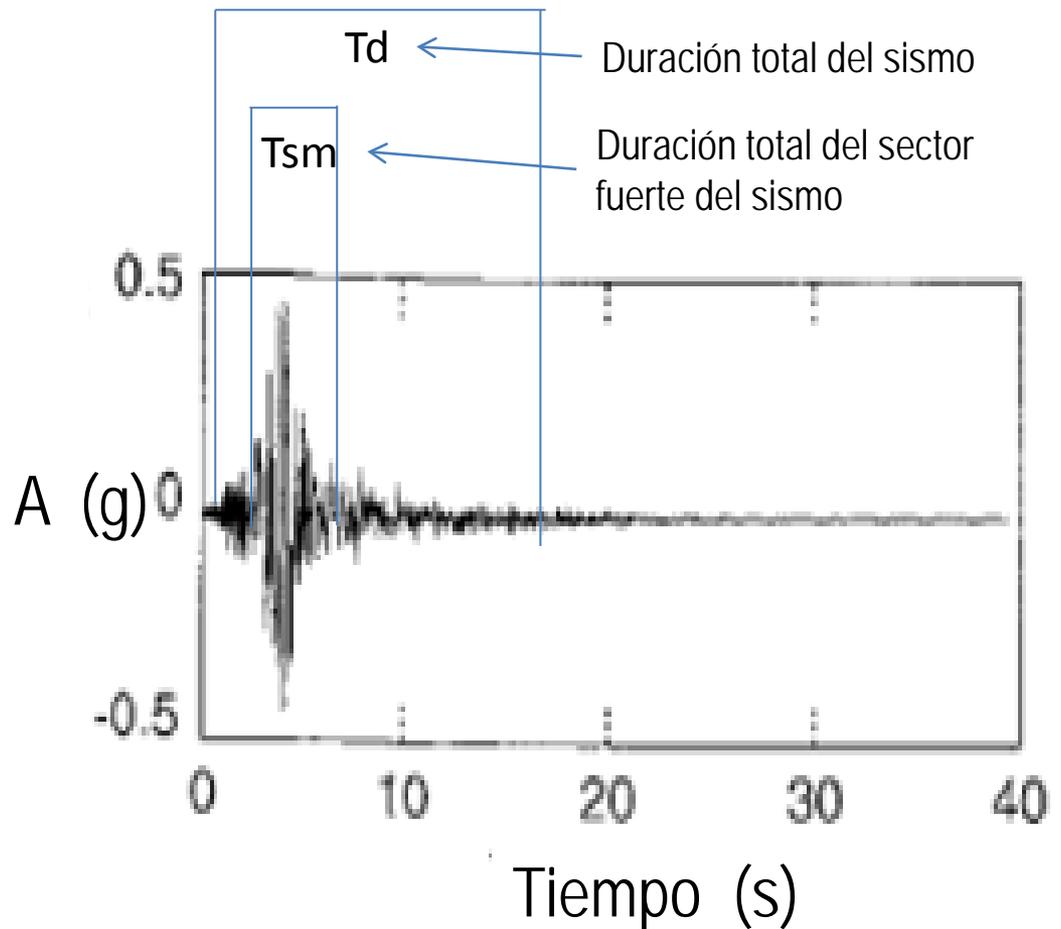
Esto ilustra la limitación de la aceleración máxima sin la duración para medir la intensidad.





Dependiendo de la Magnitud, los registros de aceleraciones del terreno obtenidos a la misma distancia varían y se ve por intuición que a medida que aumenta la magnitud la energía del acelerograma aumenta.

Como ingenieros civiles, lo que más nos interesa es la capacidad de causar daño del sismo y, por lo tanto, al mirar el acelerograma en detalle se destaca que hay una sección más fuerte que el resto del mismo, debido a la amplitud y duración de las aceleraciones más fuertes del sismo.



La intensidad total de un acelerograma en el dominio del tiempo, en términos de la potencia, corresponde al área bajo la curva del cuadrado de la aceleración y está dada por la expresión a la izquierda abajo, donde:  $I_0$ , es la intensidad total del acelerograma  $a(t)$ , son los valores de la aceleración. La misma se puede expresar en el dominio de las frecuencias tal como se indica en la expresión a la derecha abajo, donde  $\omega_N = p/Dt$  es la mayor amplitud en la serie de Fourier:

$$I_0 = \int_0^{T_d} [a(t)]^2 dt \quad \longrightarrow \quad I_0 = \frac{1}{\pi} \int_0^{\omega_N} c_n^2 d\omega$$

Como se ve, la intensidad del acelerograma puede ser estimada en el dominio del tiempo o en el de las frecuencias en función del cuadrado de las aceleraciones, o del cuadrado de las amplitudes de las frecuencias. Nótese, sin embargo que eso no mide la energía del sismo sino la potencia.

Arias definió la intensidad con base en la energía,  $E$ , disipada por un oscilador de un grado de libertad con frecuencia,  $w$ :

$$I_0 = \int_0^{\infty} E(\omega) d\omega$$

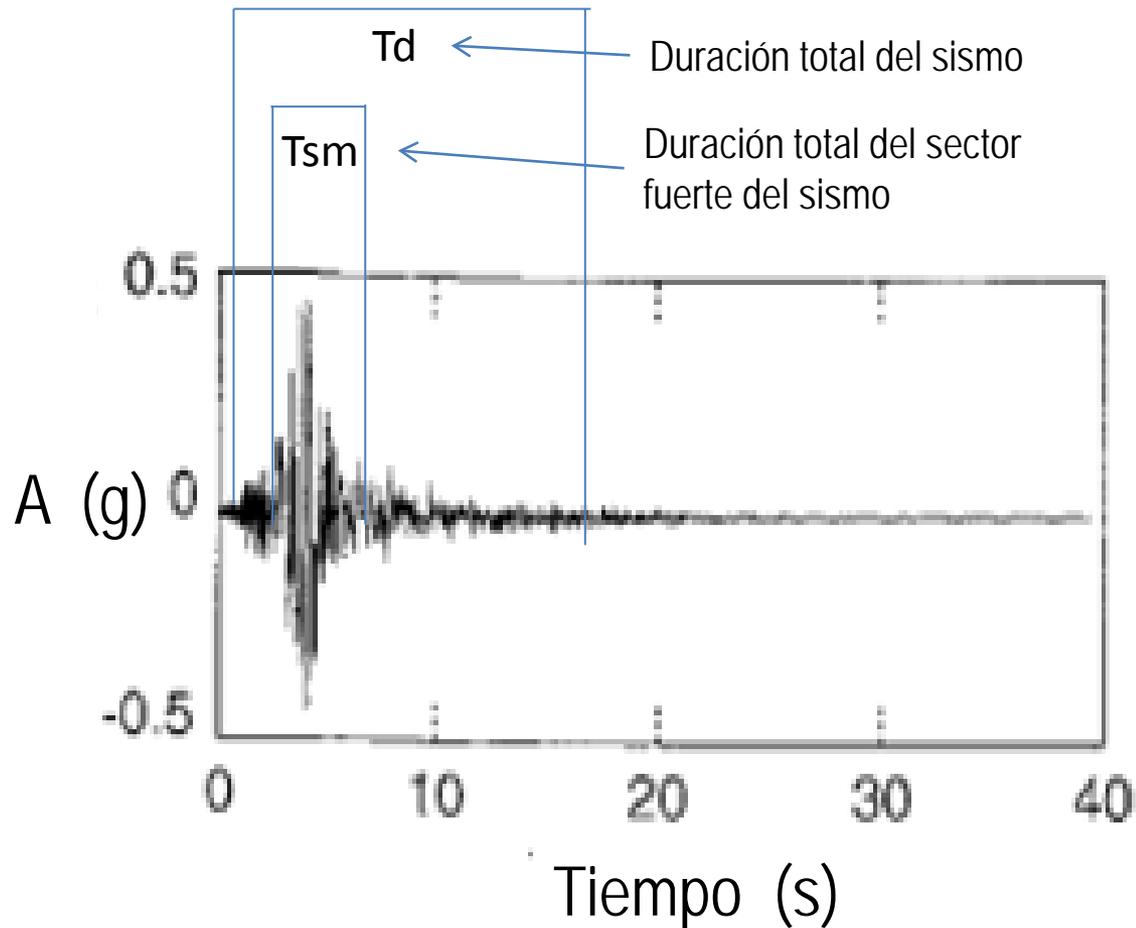
Donde:  $I_0$ , es la intensidad de Arias,  $E$ , es la energía disipada y,  $w$ , es la frecuencia del oscilador.

Es posible demostrar que para el caso de un acelerograma la expresión anterior es equivalente a la indicada abajo a la izquierda, en la cual RMSGA, es el error medio cuadrático de las aceleraciones y,  $T_d$ , es la duración total del acelerograma. Esa expresión indica que la media del cuadrado del error de las aceleraciones podría interpretarse como una intensidad de potencia promedio constante que actúa durante la duración,  $T_d$ . En otras palabras, la intensidad de Arias considera tanto las aceleraciones como la duración.

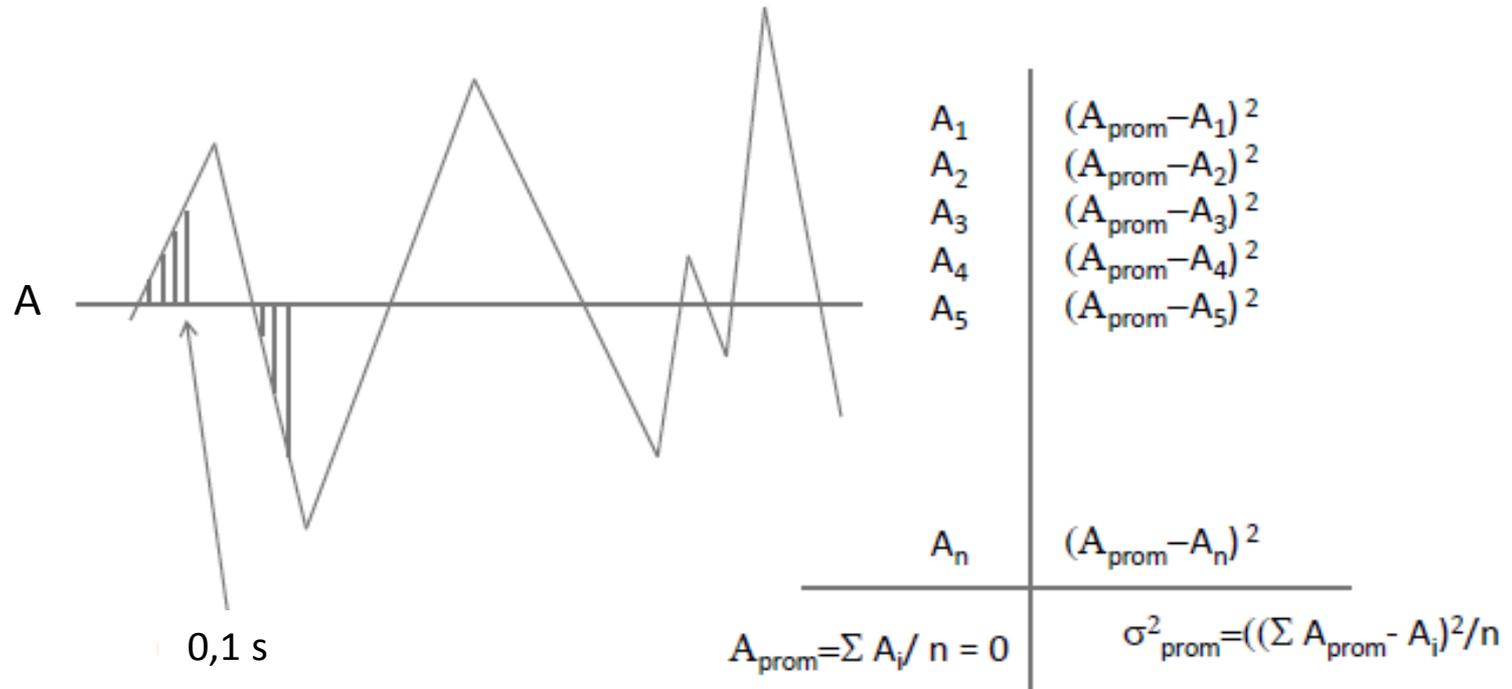
$$I_0 = \text{RMSG}^2 T_d \quad \rightarrow \quad I_{sm} = (\text{RMSG}_{sm})^2 T_{sm}$$

Si se toma la duración del sector fuerte del acelerograma,  $T_{sm}$ , por analogía, la expresión pasa a ser la de la derecha arriba. En este caso, la energía del sector fuerte del acelerograma es igual a la media de la intensidad de potencia de las aceleraciones del sector fuerte del acelerograma por la duración del sector fuerte del acelerograma.

Se trata entonces de calcular la intensidad en términos de la energía del sector fuerte del acelerograma ya que esa es la zona que infringirá los mayores daños:



Para el tratamiento matemático de las aceleraciones de un sismo se asume que es un proceso aleatorio y se discretiza a cada 0,1 s

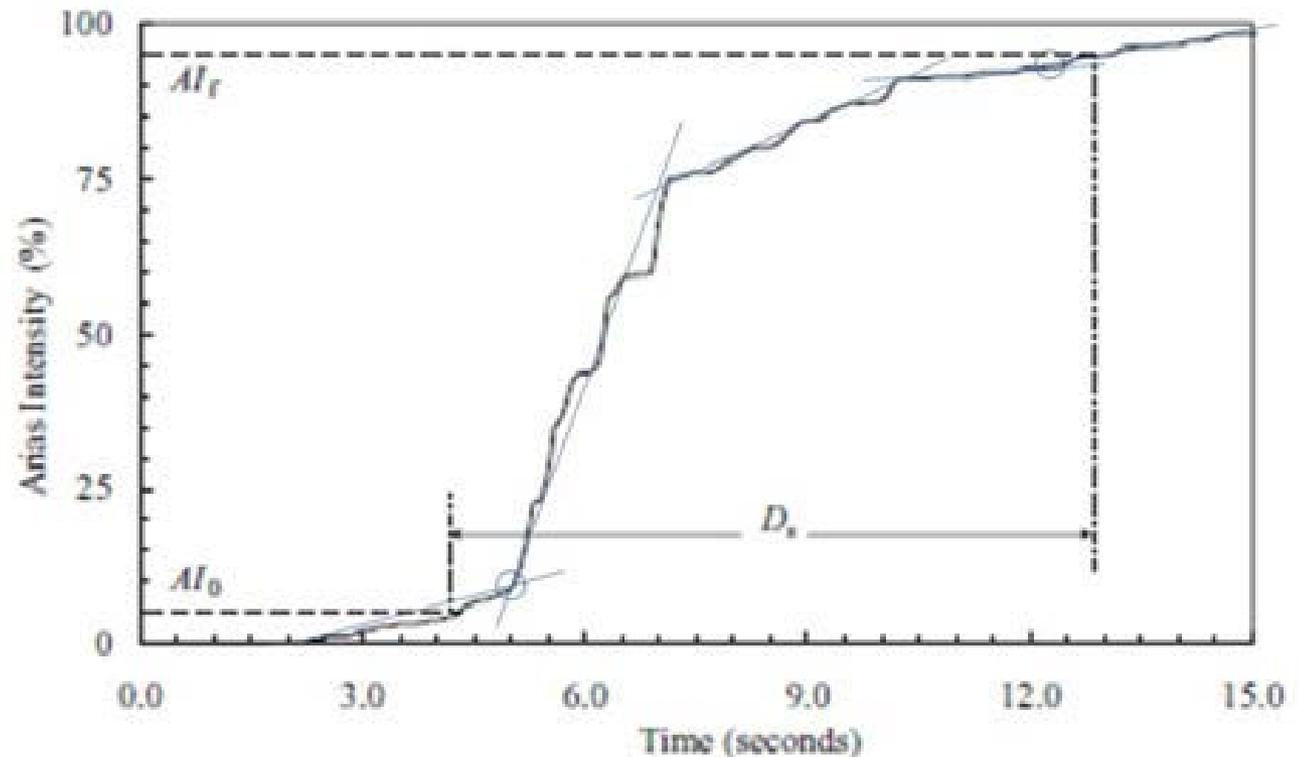


Cuando la **media** de un procesos aleatorio **tiende a cero**, entonces la desviación estándar tiende **al error medio cuadrático**.

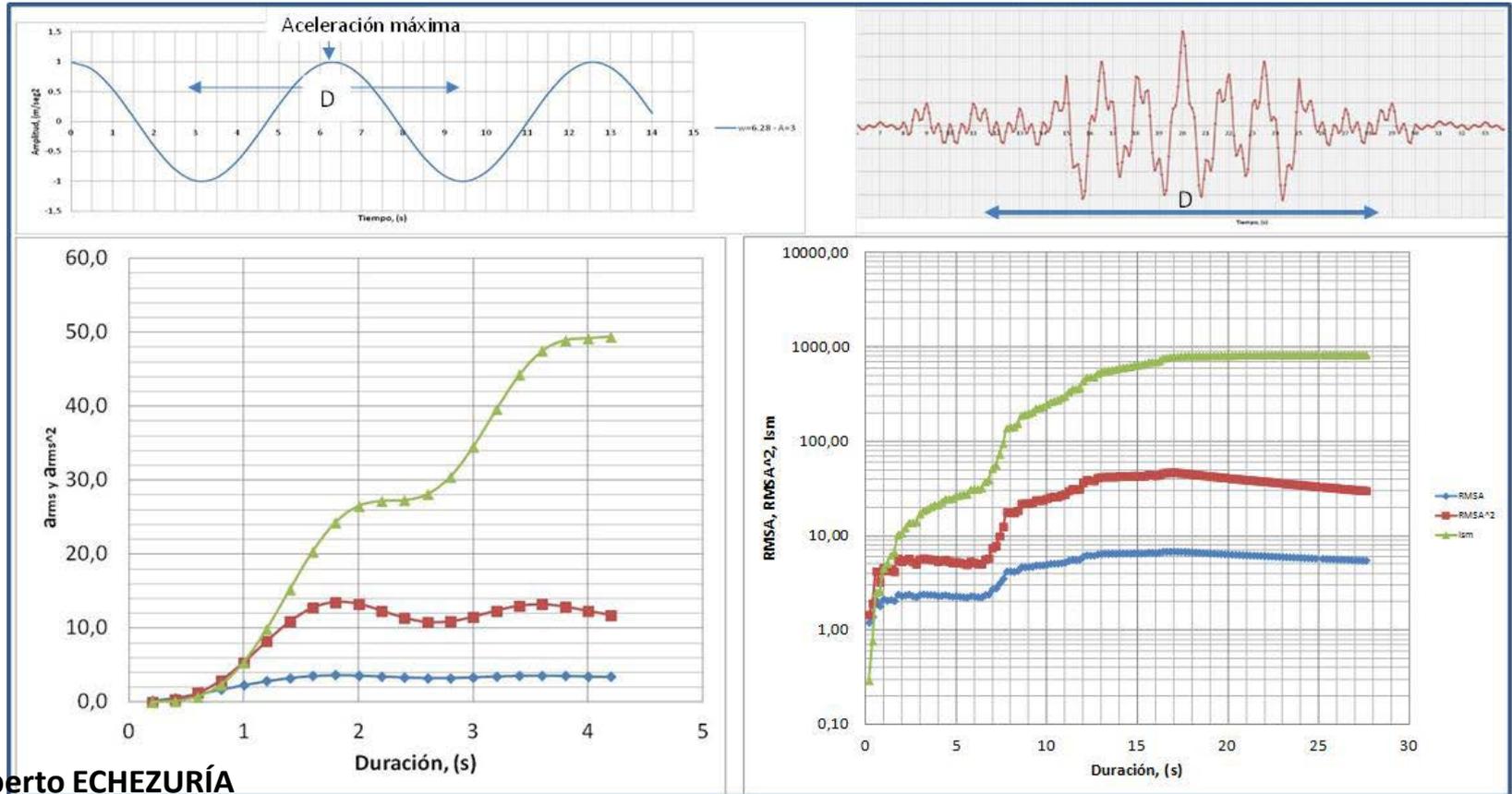
Sin embargo, hay que definir adecuadamente el sector fuerte del acelerograma.

Existen varias definiciones para la duración en segundos de dicho sector, unas con base en la energía total (Trifunac-Brady), otras con base en las mínimas aceleraciones que causan daños ( $a = \pm 0,5g$  – Bolt), otras con base en la amplitud de las aceleraciones y la probabilidad de exceder la pico (Vanmarke-Lay) y otras con base en el decrecimiento de la potencia de las aceleraciones (McCann-Shah y Echezuría).

La energía del acelerograma siempre crece, a la derecha se ilustra la definición de **Trifunac-Brady** que utiliza 5% y 95% de la energía total del acelerograma :



Echezuría observó que la energía de funciones armónicas siempre crece por razón del tiempo en la expresión  $I_{sm} = (RMSG A_{sm})^2 T_{sm}$ , aunque la potencia llega un momento que se reduce. (Ver gráfico a la izquierda abajo). Lo mismo sucede para funciones complejas. (Ver gráfico de la derecha abajo). Así, los puntos donde las potencias de las aceleraciones comienzan a decrecer marcan el inicio y el fin del sector fuerte. McCann-Shah recorren el acelerograma en ambos sentidos para determinar ambos puntos. Echezuría lo hace a la derecha y a la izquierda de la aceleración máxima.





## 1 Nuevo método sencillo para calcular la duración del sector fuerte del acelerograma: (ver la curva naranja del gráfico en lámina siguiente )

Se determinan las varianzas de las aceleraciones desde el inicio del sismo hasta el final, esto da la función de potencia  $a^2$ .

Para esto solo hay que pararse en la segunda aceleración y hacer la función de varianza de las dos primeras aceleraciones en  $(\text{cm}/\text{s}^2)$ , dejando la primera fija. Luego se corre dicha función hasta el final de las aceleraciones.

Se calcula el porcentaje de dicha función de varianza dividiendo las varianzas entre la última calculada al final del acelerograma y se multiplica ese cociente por 100.

Se dibujan los porcentajes con el tiempo y se obtiene una curva de potencia exagerada para las disminuciones de la varianza (potencia)

En los quiebres de la función ascendente (rama de la izquierda) se identifican claramente el inicio del sector fuerte como el primer cambio brusco a ascenso, luego, en cada cambio con descenso se encuentran los valores importantes para el acelerograma, el primero es cuando comienzan a crecer las aceleraciones antes de alcanzar la aceleración pico, la cual muestra un salto casi vertical y luego comienza un descenso continuado de las varianzas. El primer punto donde consiga un incremento con un ascenso luego del pico, marca el final del sector fuerte.



## 1 Nuevo método sencillo para calcular la duración del sector fuerte del acelerograma: (ver la curva naranja del gráfico en lámina siguiente )

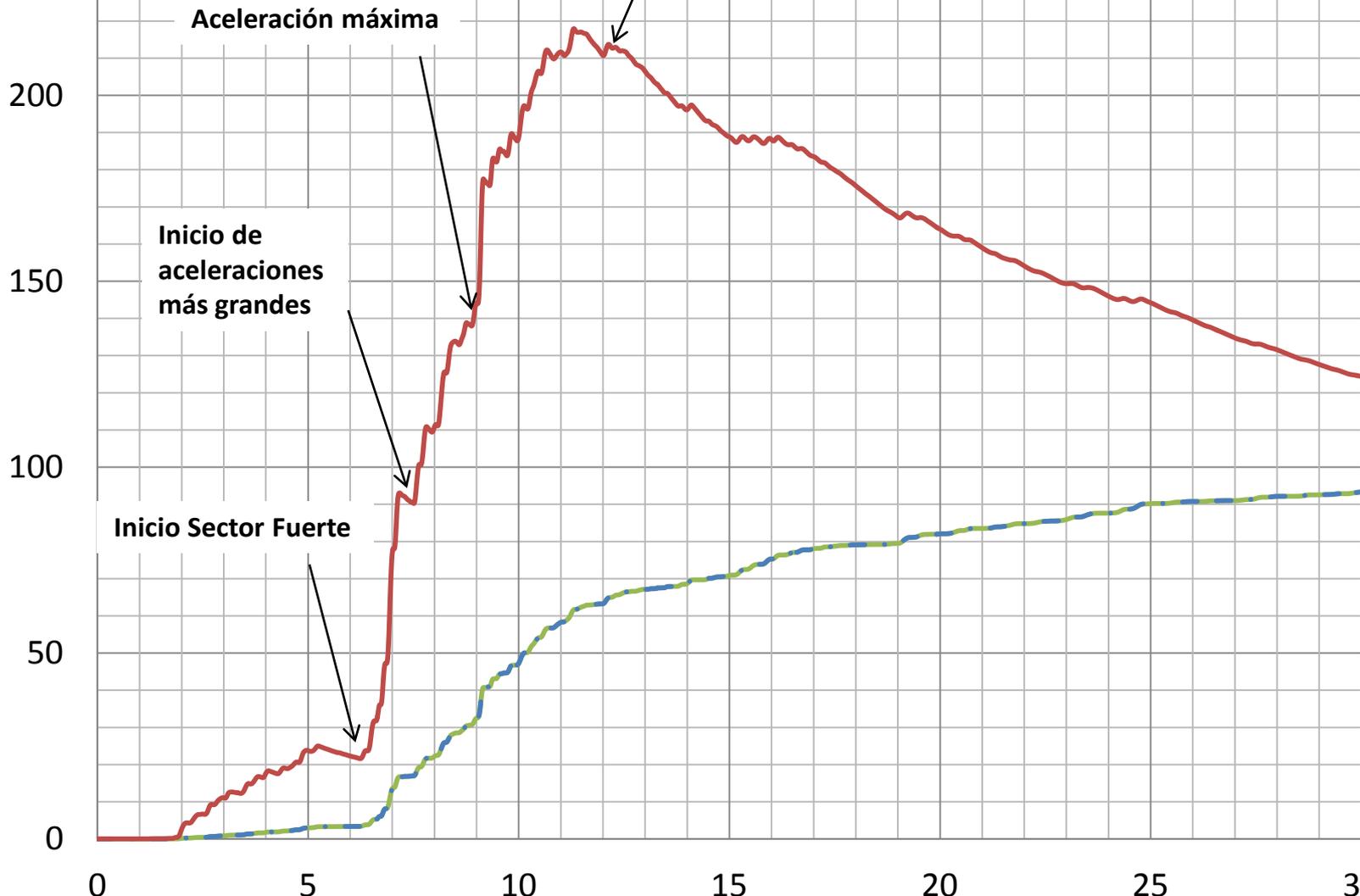
La duración del sector fuerte está dada por la diferencia del tiempo del último punto con el del inicio. Estas duraciones que denominaremos Echezuría-2, coinciden con las calculadas con los métodos de McCann y de Echezuría-1.

Seguidamente, se calcula la potencia del sector fuerte parándonos en el tiempo de inicio y calculando la varianza entre ese punto y el final de la sección fuerte. Se procede igual calculando la función de varianza entre la segunda aceleración del sector fuerte y la primera, dejando la primera fija y corriendo dicha función hasta el final del sector fuerte.

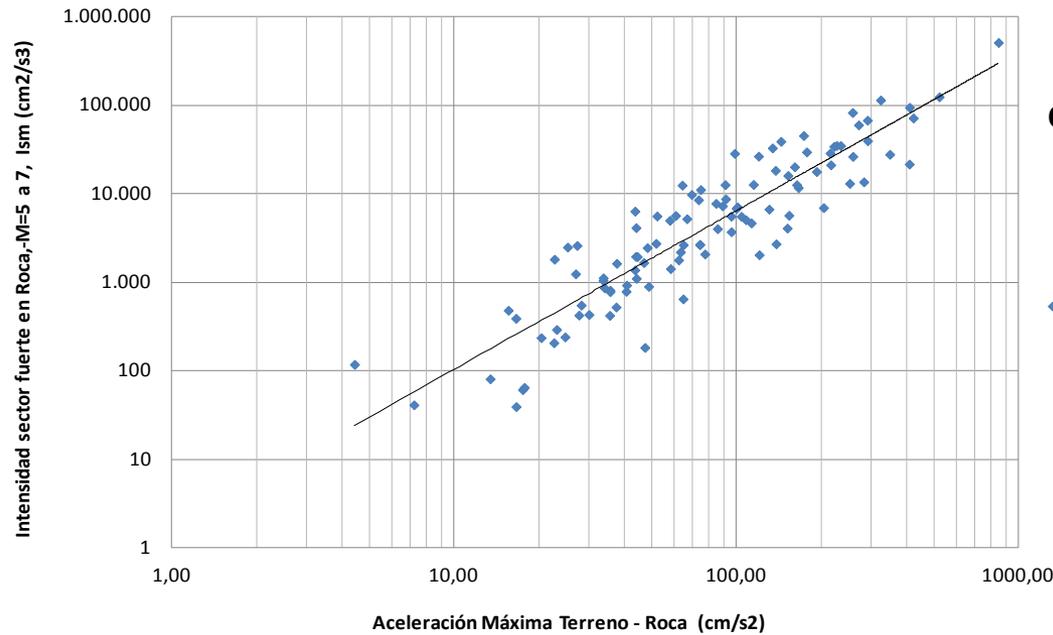
Finalmente, se calcula la energía  $I_{sm}$  del sector fuerte calculando las varianzas del sector fuerte por el tiempo comenzando (haciendo cero) el inicio del sector fuerte y corriendo la formula hasta el final de dicho sector fuerte. La energía  $I_{sm}$  es el valor al final de ese calculo.



Intensidad de Arias,  $I_a$ , (%) y Potencia en porcentaje, (%)



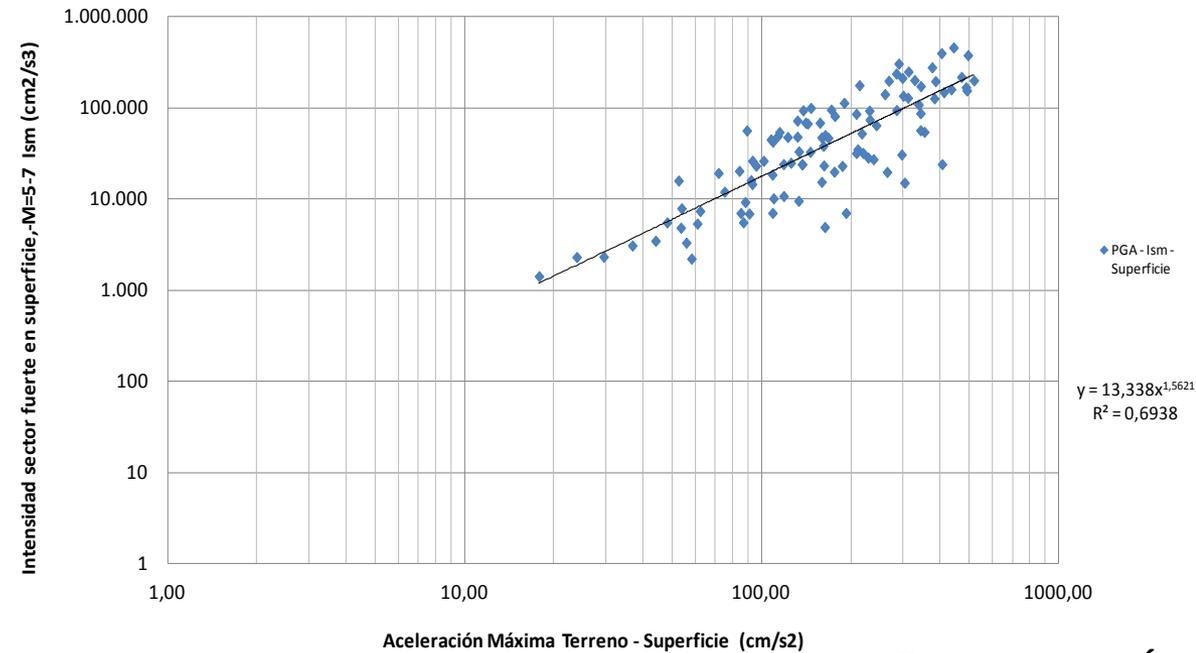
Duraciones,  $T_d$  y  $T_{sm}$ , (s)



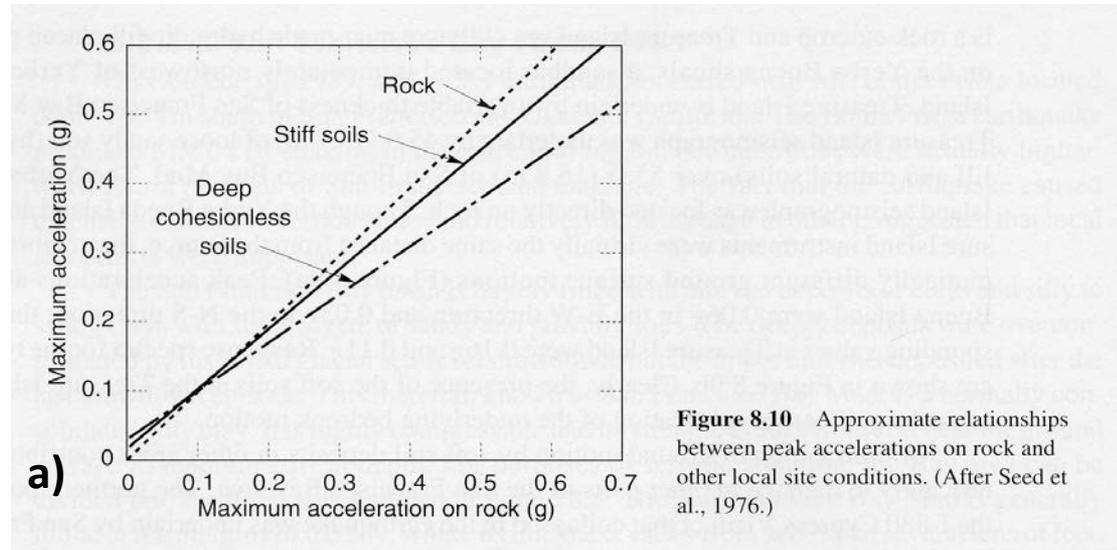
PGA – Ism\_superficie

Las PGA y las Ism aumentan consistentemente tanto en roca, arriba, como en superficie, derecha. No obstante, en superficie muestran más dispersión que en roca.

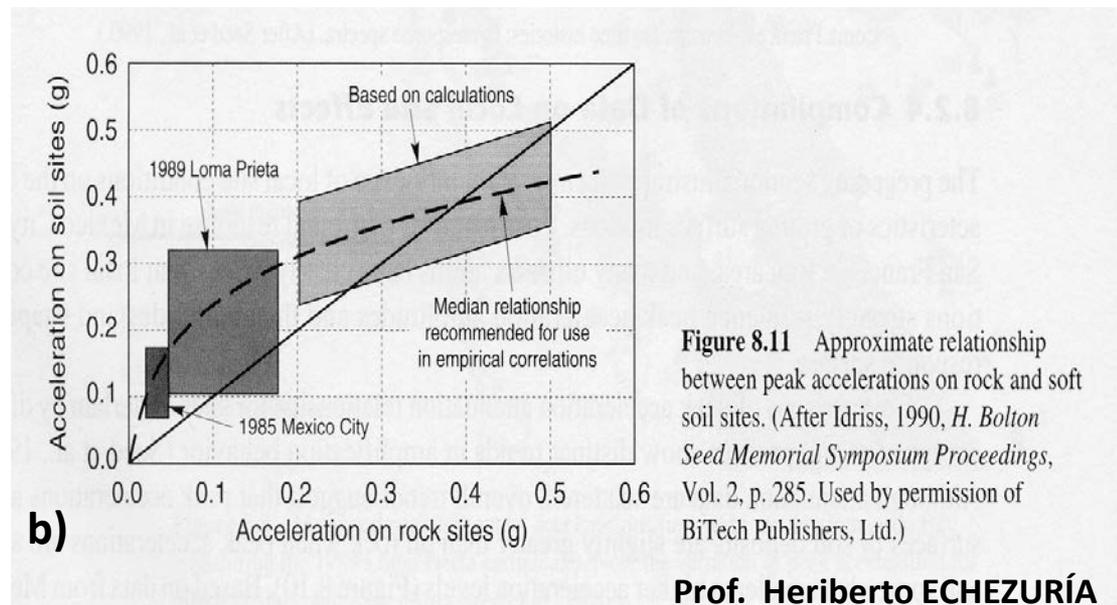
Por esta razón algunos autores utilizan PGA como medida eficiente de intensidad, aunque ésta no considera las otras variables que hacen que aumente la energía del sismo. De hecho, la amplificación de las PGA es bastante más limitada que para las aceleraciones espectrales.



Los estudios de las aceleraciones del terreno se ven modificadas también por las características del depósito de suelos, aunque no son necesariamente las mismas que para las aceleraciones espectrales. Las modificaciones en suelos rígidos parecen no ser muy grandes, según se observa en la gráfica a) a la derecha, donde se comparan directamente las aceleraciones máximas (PGA) en roca con las aceleraciones máximas (PGA) en la superficie del terreno. No obstante, de particular interés resultan las amplificaciones observadas en suelos blandos en el gráfico b). Se observa en este último gráfico que los suelos blandos ( $V_s < 120$  m/s) influye significativamente en la amplificación de las PGA de roca a la superficie del terreno.

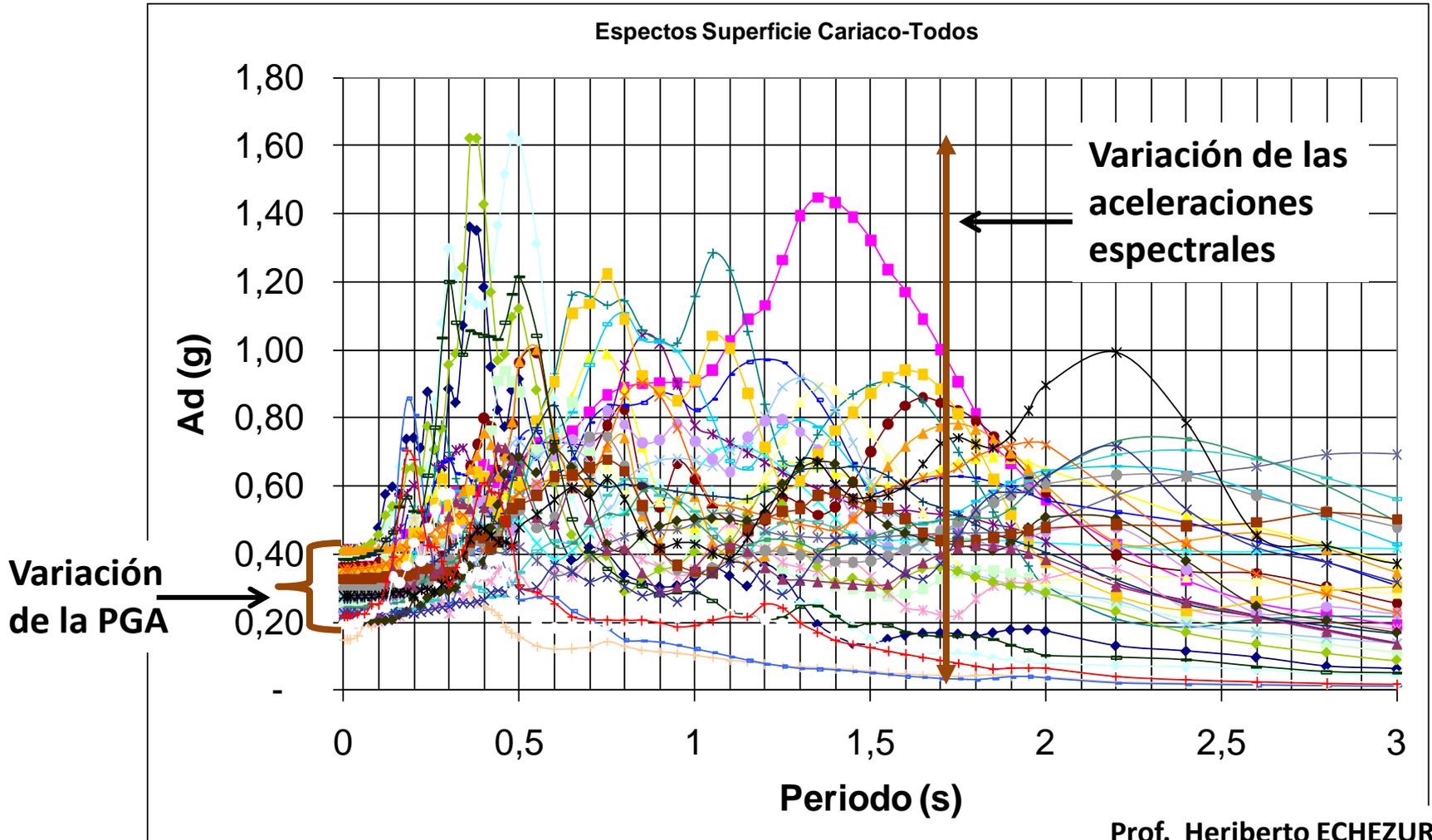


**Figure 8.10** Approximate relationships between peak accelerations on rock and other local site conditions. (After Seed et al., 1976.)



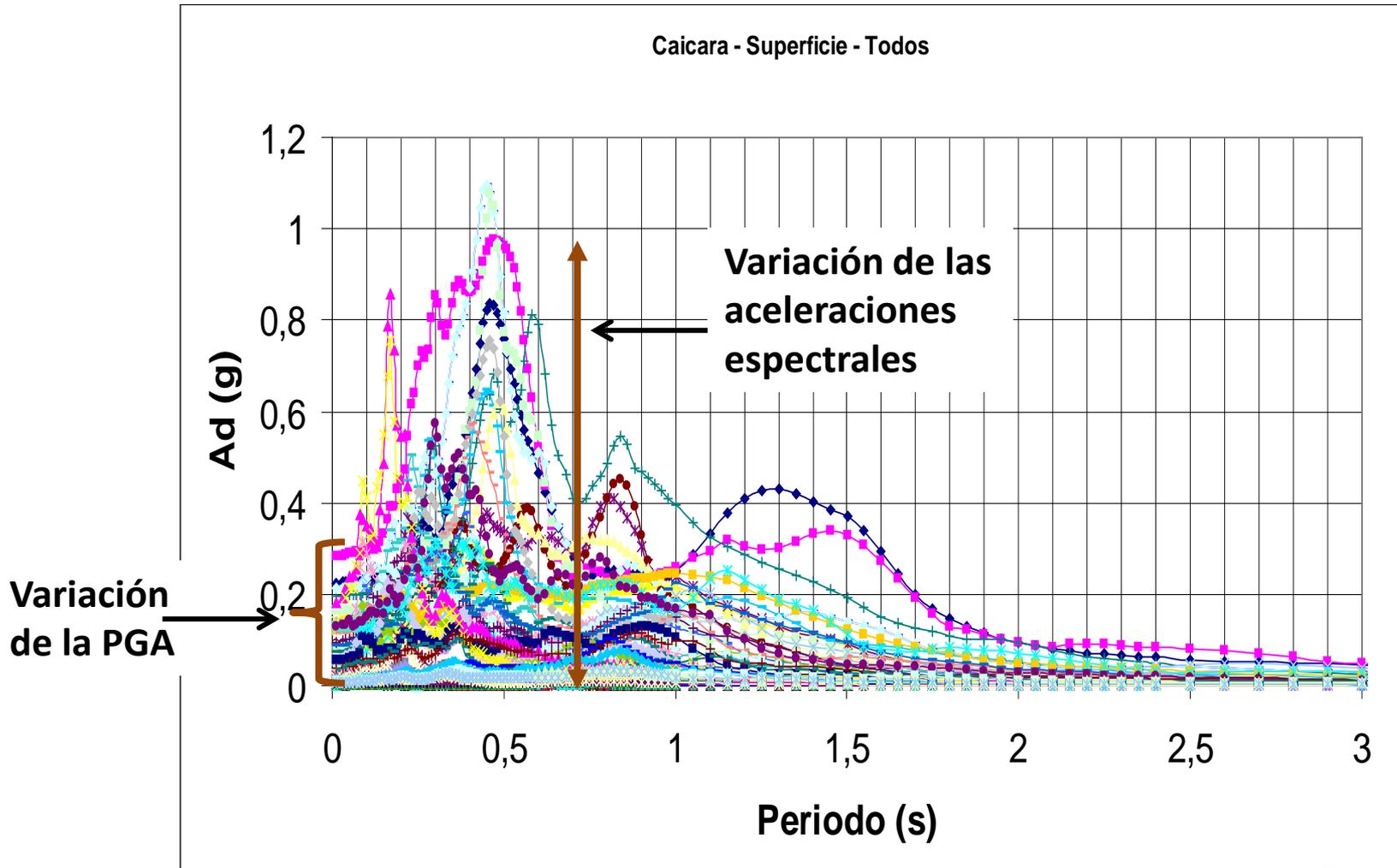
**Figure 8.11** Approximate relationship between peak accelerations on rock and soft soil sites. (After Idriss, 1990, *H. Bolton Seed Memorial Symposium Proceedings*, Vol. 2, p. 285. Used by permission of BiTech Publishers, Ltd.)

Obsérvese la variación de las PGA (a período cero) con respecto a la variación de las aceleraciones espectrales, en una zona de alta sismicidad.





Obsérvese la variación de las PGA (a período cero) con respecto a la variación de las aceleraciones espectrales, en una zona de baja sismicidad.



## CONCLUSIONES

- El período fundamental del depósito depende del espesor y la velocidad de las ondas de corte.
- La función de transferencia es una característica del sitio y es única pues depende además de las mismas variables que el período fundamental del amortiguamiento de los suelos presentes en el perfil.
- En perfiles heterogéneos con la profundidad, es decir, con muchos estratos de diferentes propiedades ingenieriles, el pico mayor de la función de transferencia se localiza en las cercanías del período fundamental del depósito.
- La amplitud de los picos de la función de transferencia depende del amortiguamiento, a menor amortiguamiento mayor será la amplitud de los picos de la función de amplificación.
- La modificación del espectro de respuesta depende además de el período fundamental y la función de transferencia, de los períodos con mayor energía del espectro y su localización relativa con respecto al período fundamental del depósito.

## CONCLUSIONES

- Hasta ahora se han identificado cuatro potenciales formas espectrales para clasificar los sismos y comparar sus espectros con la posición relativa de la función de transferencia a fin de anticipar cómo será la variación del espectro en superficie.
- Para definir la función de transferencia en perfiles heterogéneos es conveniente realizar las comparaciones de los espectros en superficie y los de roca provenientes de análisis de respuesta con sismos de distintas formas espectrales
- La intensidad del sismo medida con base en la energía del sector fuerte del acelerograma es una mejor variable que la PGA.
- Se desarrolló un nuevo método simplificado para definir el sector fuerte del sismo
- Las correlaciones de la  $I_{sm}$  en roca y en el quiebre antes de afectar el estrato licuable indican que aún hay limitaciones en la evaluación del potencial de licuación debido a que es necesario considerar además de la función de transferencia, los períodos con mayor energía del acelerograma y su posición relativa con respecto al período fundamental del depósito.