

Capitolo 2 - Caratteristiche del terremoto

I movimenti delle zolle determinano in profondità condizioni di sforzo e di accumulo di energia; quando lo sforzo a cui sono sottoposte le rocce supera il loro limite di resistenza, l'energia accumulata si libera e avviene il terremoto.

Il punto in cui ha origine il terremoto è detto ipocentro e la sua proiezione sulla superficie è detta epicentro; rispetto ad un punto d'osservazione stabilito, si definiscono distanza ipocentrale e distanza epicentrale rispettivamente la distanza dall'ipocentro e dall'epicentro; la distanza dall'ipocentro all'epicentro è invece detta distanza focale. Le suddette distanze sono rappresentate in *Figura 2-1*.

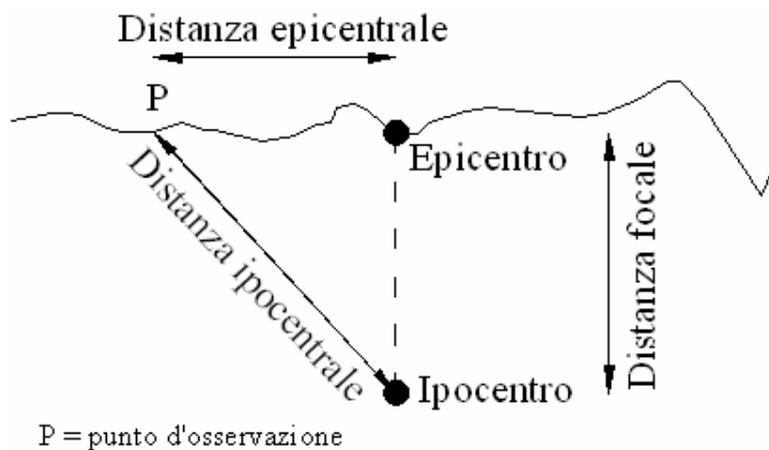


Figura 2-1: Rappresentazione della distanza epicentrale, ipocentrale e focale

2.1 LE ONDE SISMICHE

L'energia che si libera nell'ipocentro si propaga nel terreno sotto forma di onde che, attraversando la terra, giungono in superficie dissipando la loro energia. La dissipazione di tale energia è in larga parte influenzata dalla profondità dell'ipocentro. Infatti, mentre per i terremoti profondi (oltre 300 km di distanza focale), pur avendo una elevata energia iniziale, si ha una grande dissipazione causata dal passaggio dell'onda sismica attraverso i vari strati del terreno con conseguenti scosse di bassa entità su vaste aree, per i terremoti crostali (fino a 25 km di distanza focale), pur avendo una modesta energia iniziale, si ha poca dissipazione dell'energia rilasciata nell'ipocentro e ne conseguono scosse di alta entità su aree limitate.

In Italia il monitoraggio dei terremoti è gestito dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) grazie ad una rete di stazioni sismiche disposte sull'intero territorio nazionale gestite in tempo reale dal centro di acquisizione dati presso la sede dell'INGV di Roma e comprende diverse

reti di monitoraggio, permanenti e non, fra cui la Rete Sismica Nazionale Centralizzata, la Rete Sismica Permanente della Sicilia Orientale, la Rete Sismica Permanente della Campania sull'Osservatorio Vesuviano. La Rete Sismica Nazionale Centralizzata che registra più di 2000 terremoti l'anno, opera con continuità dalla metà degli anni '70 ed è stata ampliata in seguito al terremoto distruttivo dell'Irpinia del 1980.

La sismicità crostale rappresenta la maggior parte dell'attività sismica registrata e, come risulta dalla mappa di *Figura 2-2*, questo tipo di sismicità, si concentra soprattutto nelle Alpi occidentali, lungo gli Appennini e nell'Arco Calabro cioè la zona che separa la Calabria dalla Sicilia. Come già evidenziato in precedenza questa è una zona privilegiata per il verificarsi dei terremoti a causa del contatto fra la zolla Africana e quella Euroasiatica.

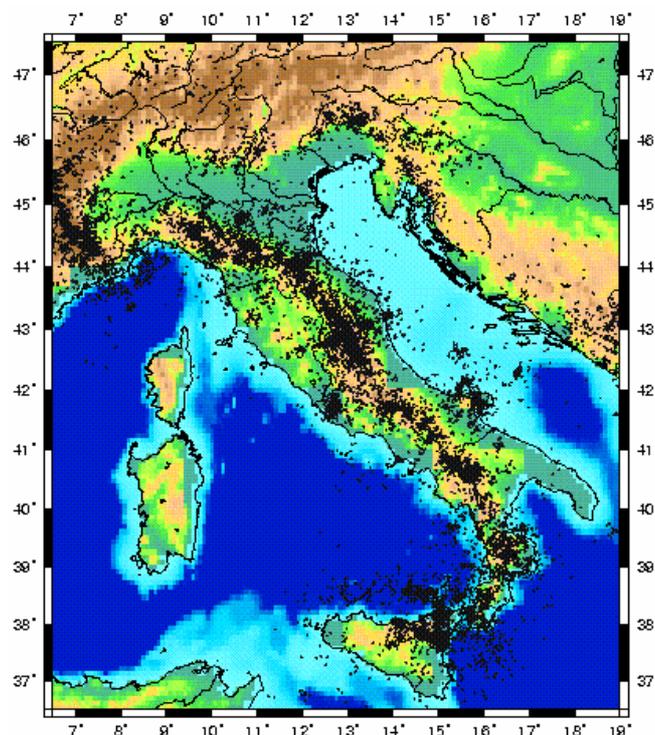


Figura 2-2 – Distribuzione dei terremoti crostali nella penisola italiana (Fonte: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia)

La penisola italiana è interessata anche da terremoti intermedi (da 70 a 300 km di distanza focale) e profondi. Terremoti fino a 500 Km di profondità avvengono nella zona del Tirreno meridionale e la loro profondità aumenta andando da Sud-Est verso Nord-Ovest. Questi eventi evidenziano la subduzione attiva della litosfera ionica al di sotto dell'Arco Calabro.

La propagazione delle onde sismiche dall'ipocentro alla superficie è influenzata da vari fattori: le caratteristiche della sorgente sismica, il processo di rottura della faglia, le stratificazioni e le caratteristiche geologiche del terreno; questi ed altri fattori determinano onde di caratteristiche

diverse. Le onde che si propagano dall'ipocentro all'epicentro sono di due tipi: le onde primarie che, come suggerisce il nome, sono le prime che si propagano verso la superficie, e le onde secondarie.

Le onde longitudinali o primarie (P), sono responsabili della propagazione delle deformazioni di compressione-estensione; la direzione del fronte d'onda longitudinale coincide con la direzione di spostamento delle particelle del terreno; sono veloci e raggiungono per prime la superficie della terra.



Figura 2-3: Rappresentazione del movimento delle onde primarie

Le onde trasversali o secondarie (S), sono responsabili della variazione di forma del terreno; la direzione del movimento del fronte d'onda è perpendicolare allo spostamento delle particelle del terreno; hanno velocità minore rispetto alle onde primarie.

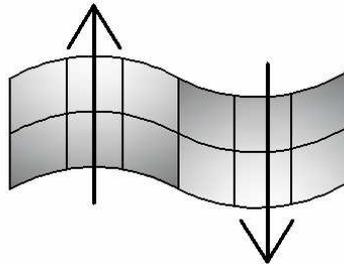


Figura 2-4: Rappresentazione del movimento delle onde secondarie

La velocità delle onde P è data dall'espressione $v_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$ dove k è il modulo di incompressibilità, μ è il modulo di elasticità tangenziale e ρ la densità del materiale mentre la velocità delle onde S è data da $v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$; mancando il termine k nell'equazione della velocità delle onde S si deduce che queste abbiano una velocità minore rispetto a quella delle onde P.

In base alla curva di Nafe-Drake, è possibile stabilire una relazione tra la velocità delle onde P ed S e la densità del mezzo attraversato.

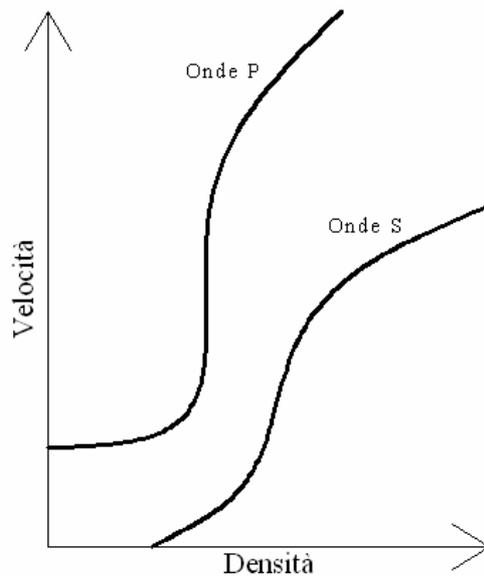


Figura 2-5: Curva di Nafe-Drake che relaziona la velocità delle onde P ed S con la densità del mezzo attraversato

Poiché all'aumentare della densità di una roccia, il modulo di incompressibilità e il modulo di elasticità tangenziale aumentano in proporzione maggiore, si deduce che, all'aumentare della densità della roccia, aumenta anche la velocità dell'onda. Viceversa all'aumentare della temperatura, k e μ diminuiscono maggiormente di ρ , si ha così una diminuzione della velocità. È da notare che per un fluido il modulo di elasticità tangenziale è nullo: le onde S quindi non si propagano nei fluidi (acqua, magma) ed hanno in genere velocità bassa in presenza di rocce parzialmente fuse.

Una volta arrivate in superficie le onde, che prendono il nome di onde superficiali o onde lunghe L, continuano a propagarsi. Queste, sono caratterizzate da grandi periodi e sono le responsabili dei maggiori spostamenti del terreno.

Si possono distinguere due tipi di onde superficiali: le onde di Love e le onde di Rayleigh; nelle onde di Love le particelle si muovono perpendicolarmente alla direzione di propagazione, nelle onde di Rayleigh le particelle si muovono nella direzione di propagazione ed in senso verticale descrivendo un'ellisse nel piano verticale.

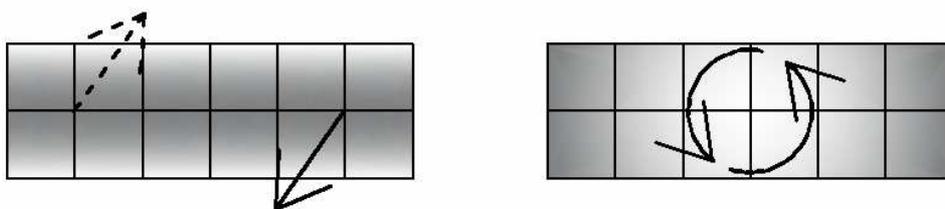


Figura 2-6: Rappresentazione del movimento delle onde di Love (a sinistra) e delle onde di Rayleigh (a destra)

La propagazione delle onde superficiali non sempre avviene in condizioni di campo libero (free-field) ma spesso è influenzata dalla presenza di rilievi o dalla presenza di edifici che ne alterano le caratteristiche.

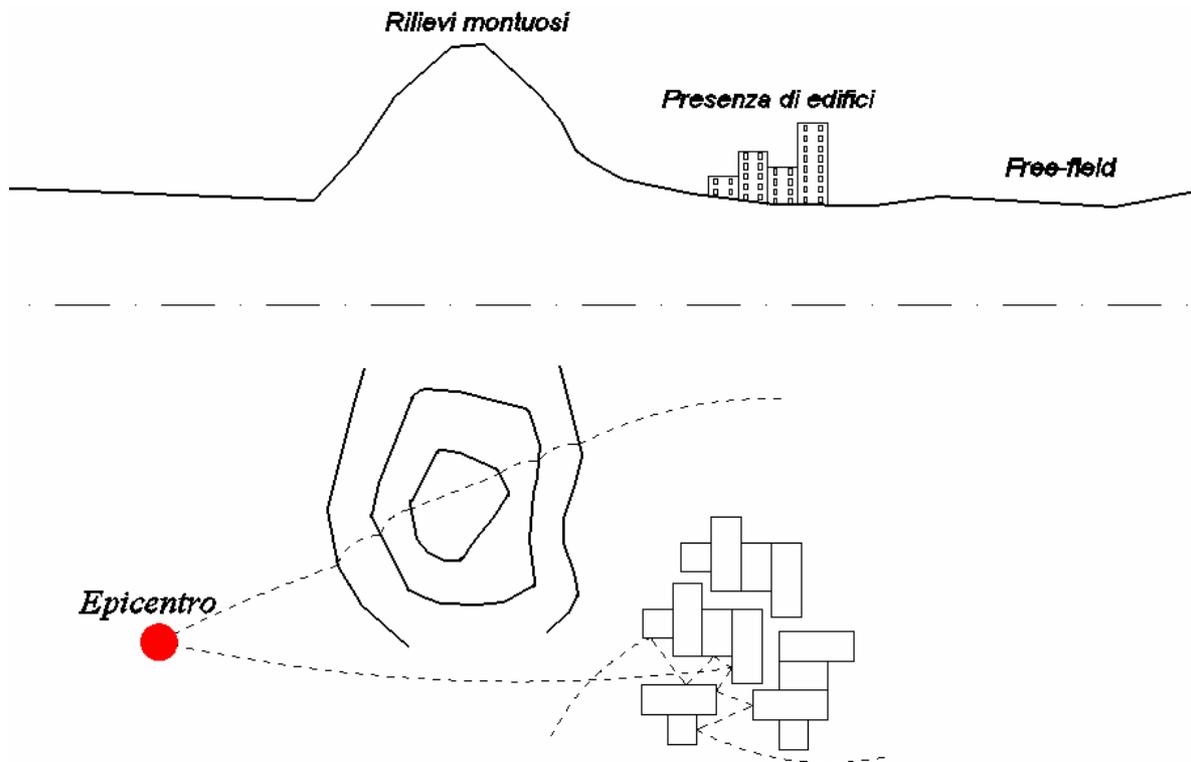


Figura 2-7: Fattori che influenzano la propagazione delle onde superficiali

Come visto in precedenza, i vari tipi di onde si propagano nella crosta terrestre con diverse velocità che dipendono dalle caratteristiche elastiche e dalla densità del mezzo attraversato. Date le differenze di velocità tra i vari tipi di onde, queste impiegano tempi diversi a percorrere la distanza tra la sorgente e la superficie, è possibile quindi graficare in funzione del tempo il tipo di onde che raggiungono la superficie distinguendo una prima fase caratterizzata dalle onde primarie, una successiva fase caratterizzata da onde secondarie e infine la fase caratterizzata dalle onde superficiali come schematicamente rappresentato in *Figura 2-8*.

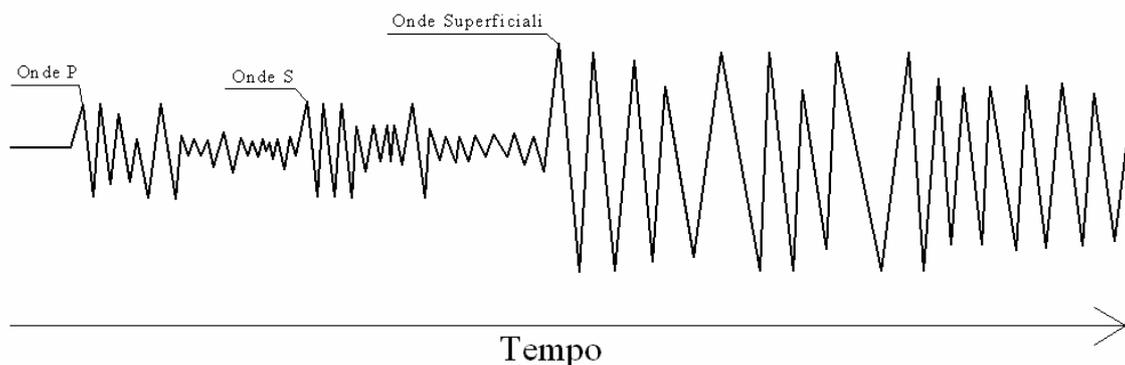


Figura 2-8 – Tempi di arrivo per diversi tipi di onde

Lo studio delle onde sismiche è utile per la determinazione dell'epicentro di un terremoto; conoscendo il tempo di arrivo delle onde P ed S è infatti possibile stimare la distanza epicentrale che separa il punto d'osservazione dall'epicentro attraverso il “diagramma dei tempi di tragitto”, un grafico che fornisce il tempo di tragitto delle onde sismiche in funzione della distanza epicentrale.

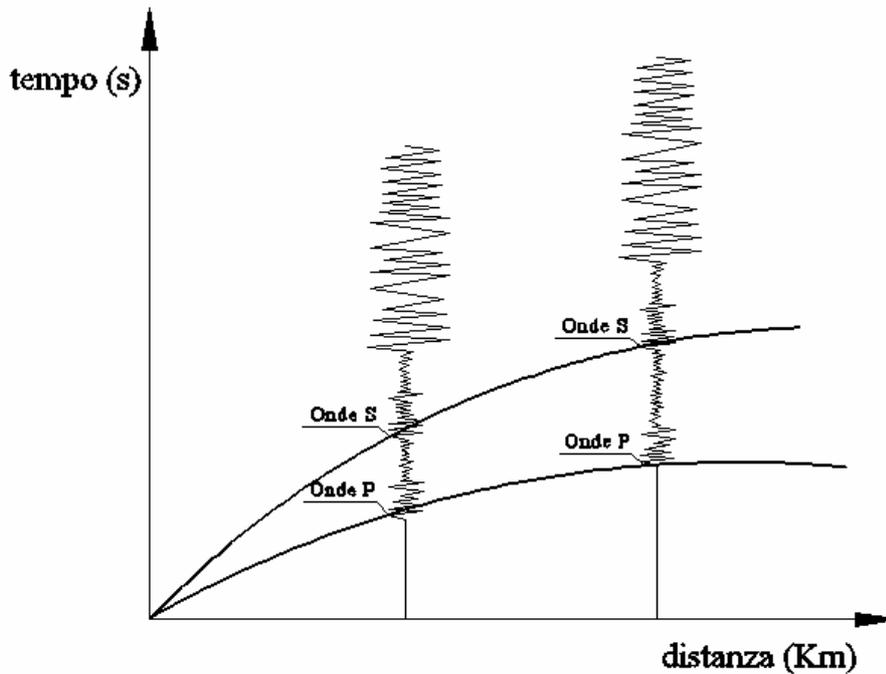


Figura 2-9 - Diagramma tempo-tragitto

Per calcolare esattamente la distanza epicentrale sono state compilate dai sismologi delle apposite tabelle che forniscono i tempi di arrivo delle onde P ed S in base alla distanza epicentrale, per un ipocentro collocato ad una determinata profondità. In *Figura 2-10* è riportato un esempio di facile comprensione per il calcolo della distanza epicentrale: siano noti i tempi di arrivo fra le onde P ed S e sia la loro differenza di 4 secondi, attraverso il diagramma dei tempi di tragitto (calcolato in base alle misurazioni su terremoti passati) è immediato calcolare la distanza epicentrale che risulta di 110 km.

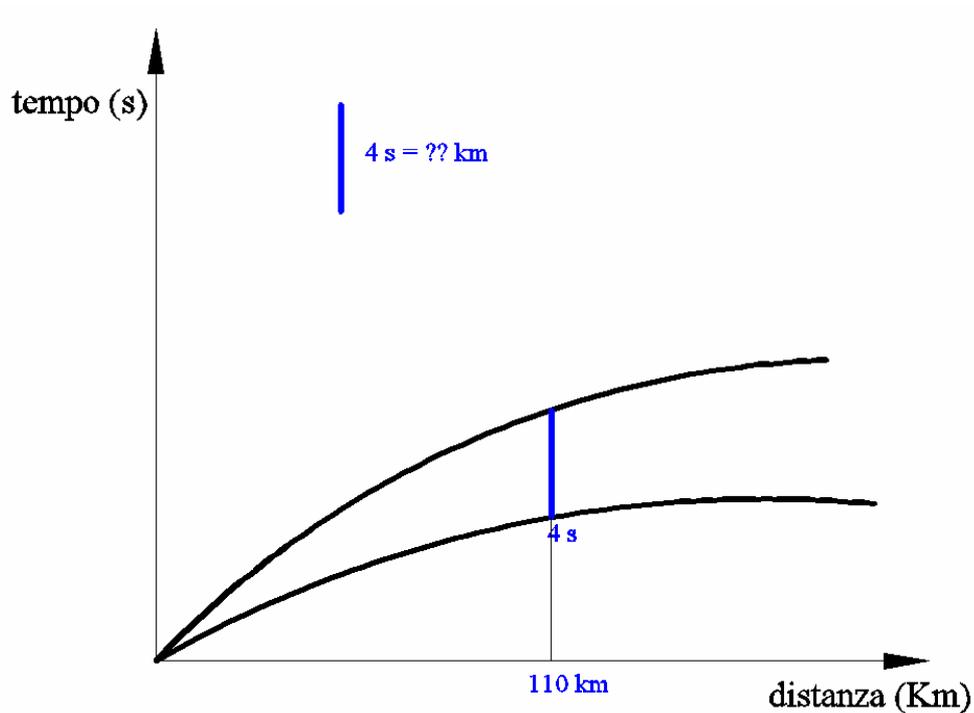


Figura 2-10 – Calcolo della distanza epicentrale mediante il diagramma dei tempi di arrivo delle onde P ed S

2.2 RISPOSTA SISMICA LOCALE

Le onde sismiche hanno caratteristiche diverse in base alla quantità di terreno che devono attraversare e, a parità di altri fattori, le onde che giungono in superficie ad una modesta distanza epicentrale (near-field, fino a 25 km) producono effetti di entità superiore rispetto alle onde che giungono ad elevata distanza epicentrale (far-field, oltre 150 km).

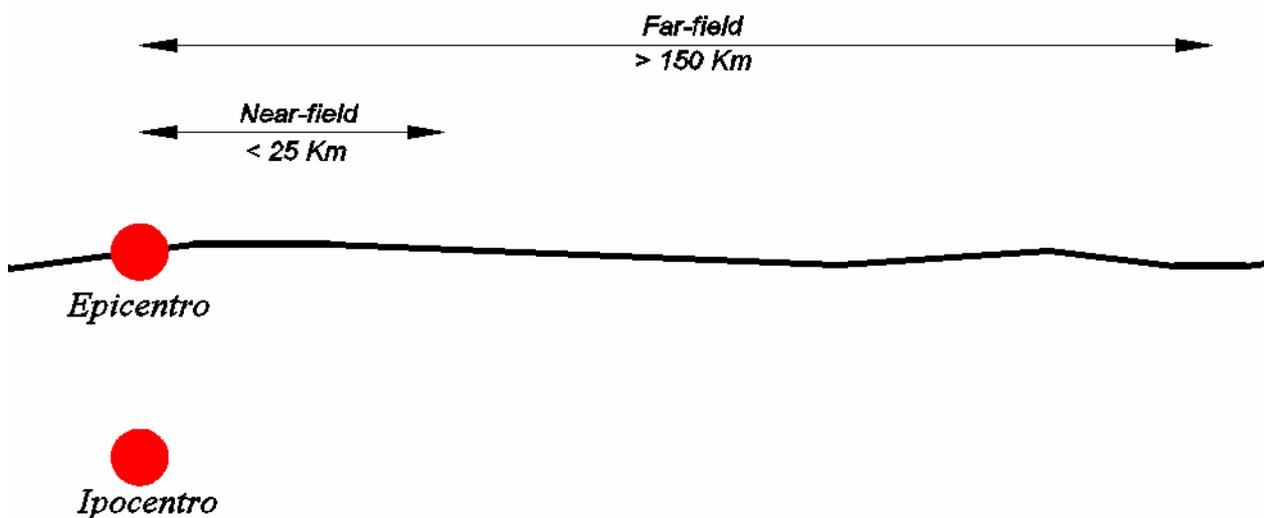


Figura 2-11: Terremoti near-field e far-field

Le onde sismiche si attenuano all'aumentare della distanza epicentrale, infatti, se nelle vicinanze dell'epicentro si possono avere gravi danni sulle costruzioni, con l'aumentare della distanza, si riscontra una diminuzione dei danni sulle costruzioni (vedi *Figura 2-12*); la legge che regola questa diminuzione prende il nome di legge di attenuazione e, nel corso degli anni, numerosi Autori ne hanno proposto diverse interpretazioni.

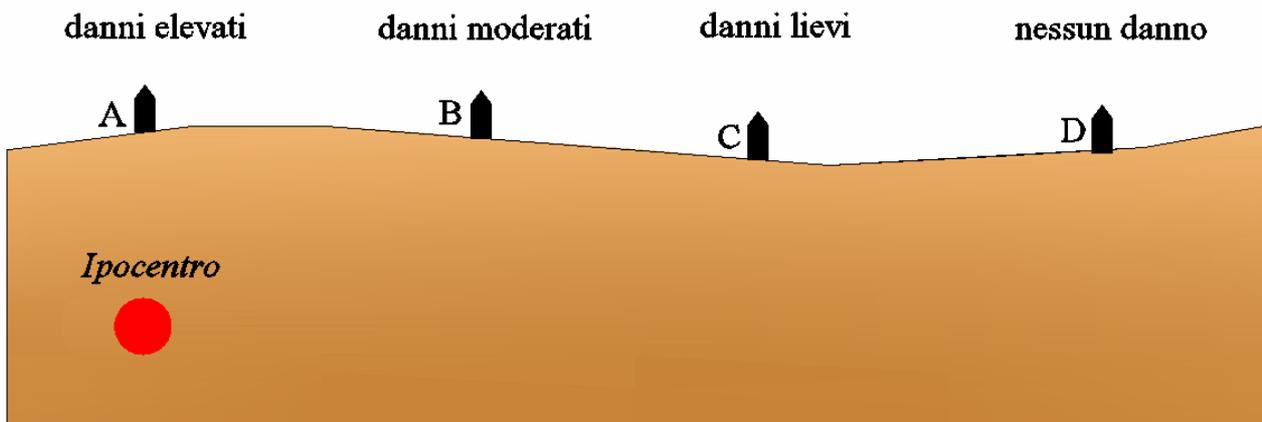


Figura 2-12: Attenuazione delle onde sismiche con l'aumento della distanza

La legge di attenuazione dipende dal tipo di suolo che viene attraversato dall'onda sismica, questo può però essere molto diverso da un sito all'altro e la legge di attenuazione non può che tener conto di un valore medio che approssima i diversi tipi di suolo attraversati dall'onda sismica. Il suolo può però cambiare bruscamente le proprie caratteristiche geologiche da un sito all'altro e questo, può causare una diversità nel modo di propagazione delle onde sismiche su siti anche molto vicini fra loro: si parla in questo caso di risposta sismica locale. A seconda del tipo di terreno e delle sue caratteristiche si possono presentare diverse situazioni come illustrato in *Figura 2-13*: si possono avere effetti di amplificazione locale in presenza di terreno di tipo alluvionale, si può verificare il fenomeno della liquefazione del terreno ovvero l'accumulo di pressione interstiziale in un terreno di tipo non coesivo (sabbia, ghiaia), che ne causa la perdita di resistenza e rigidità al taglio a seguito di eccitazione sismica con conseguenti deformazioni permanenti, e si possono verificare eventi franosi in pendii con elevata acclività costituiti da terreni detritici o prevalentemente argillosi.

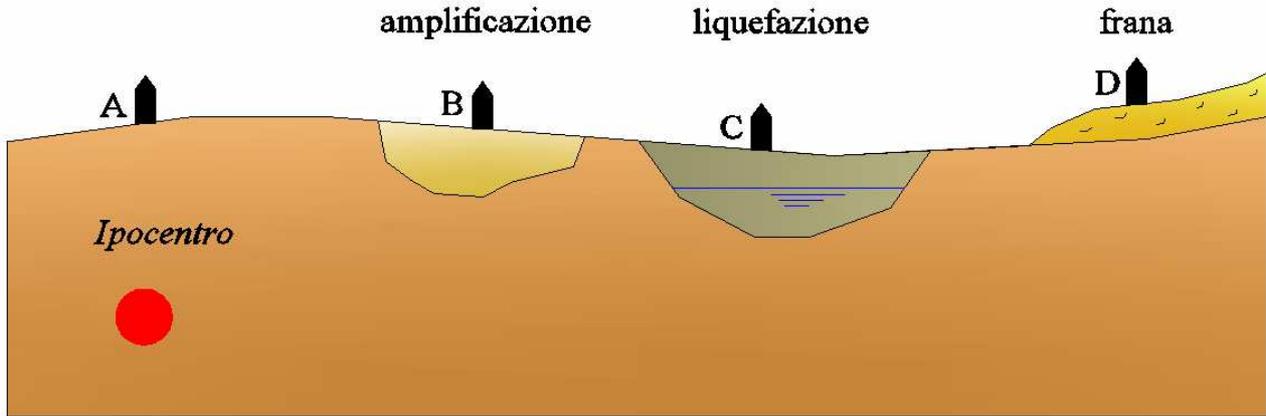


Figura 2-13: Risposta sismica locale per terreni di caratteristiche diverse

Un celebre esempio di amplificazione locale è avvenuto durante il terremoto che investì Città del Messico nel 1985; l'epicentro del terremoto era situato a Caleta de Campos, a più di 400 km di distanza epicentrale dalla città eppure, si riscontrarono danni elevati su un gran numero di costruzioni nel centro della città. Come rappresentato in *Figura 2-14*, le onde sismiche vennero fortemente amplificate dal terreno sottostante la città costituito da argilla tant'è che le stazioni B e C, anche se collocate circa alla stessa distanza epicentrale, registrarono tipi di onde molto diverse: la stazione C registrò onde molto ampie al contrario di quanto avvenne per la stazione B in cui le onde registrate furono deboli.

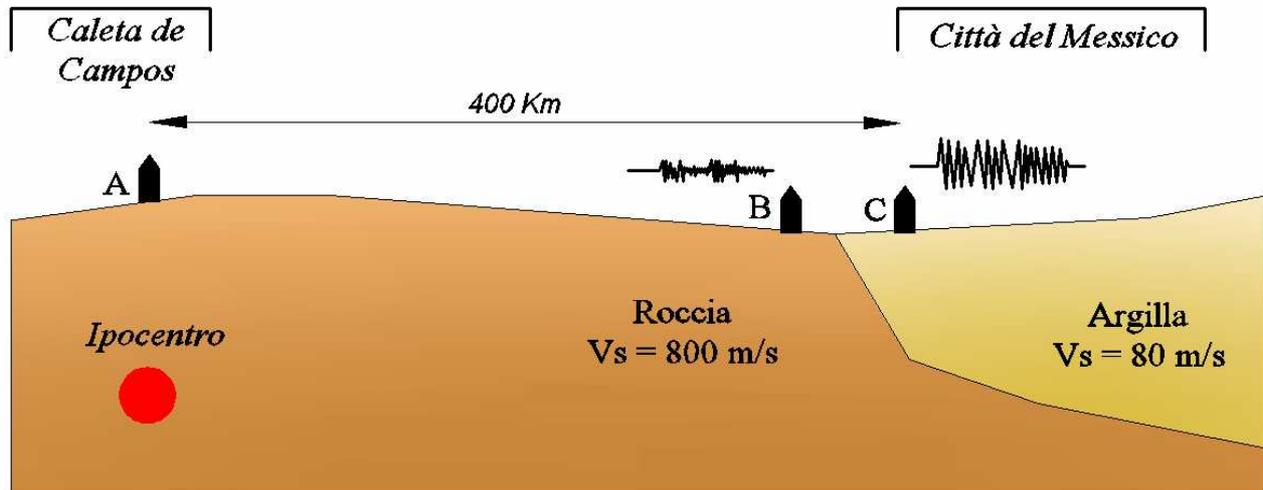


Figura 2-14: Rappresentazione schematica del suolo di Città del Messico

Il terremoto di Città del Messico del 1985 fu particolarmente distruttivo perché, oltre al fenomeno di amplificazione, si verificò anche un altro tipo di risposta sismica locale, quello della “doppia risonanza”. La doppia risonanza avviene quando il periodo del terreno è paragonabile a quello degli edifici; in queste condizioni, in caso di terremoto, terreno ed edifici iniziano ad oscillare alla stessa

frequenza e l'ampiezza delle oscillazioni tende ad aumentare sempre più fino al collasso dell'edificio. Il periodo di vibrazione di uno strato di suolo, se costituito da un solo strato omogeneo poggiante su uno strato inferiore rigido, può essere stimato con l'espressione² (2.1):

$$T_s = \frac{4 \cdot H}{v_s} \quad (2.1)$$

dove H è lo spessore dello strato di suolo (in m) e v_s è la velocità delle onde di taglio (in m/s).

Per Città del Messico, costituita da uno strato di suolo argilloso di circa 40 metri caratterizzato da una velocità delle onde di taglio di circa 80 m/s, il periodo del terreno risulta di circa 2 secondi, tale periodo può avvicinarsi a quello di alcune strutture multipiano e causare così il fenomeno della doppia risonanza.

² E. Faccioli, R. Paolucci, *Elementi di sismologia applicata all'ingegneria*, 2005.