

ATTI DEI CONVEGNI LINCEI

122

Convegno

TERREMOTI IN ITALIA

PREVISIONE E PREVENZIONE DEI DANNI

CON IL PATROCINIO DELLA PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI

DIPARTIMENTO PER LA PROTEZIONE CIVILE

(Roma, 1-2 dicembre 1994)



ROMA
ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI

1995

GIOVANNI IANNACONE^(a), LUIGI IMPROTA^(a), ROBERTO ROMEO^(b),
GIANCARLO BIELLA^(c), ROBERTO DE FRANCO^(c), ALBERTO BASILI^(d),
MARIO CASTELLANO^(e), ANNE DESCHAMPS^(f)

CARATTERIZZAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA NELLA CITTÀ DI BENEVENTO

INTRODUZIONE

L'ampiezza del moto del suolo, ed il suo contenuto in frequenza, alla superficie della Terra dipende dalle caratteristiche della sorgente sismica e dalle proprietà meccaniche del mezzo in cui si propagano le onde sismiche. In particolare, gli strati prossimi alla superficie possono modificare in modo significativo il segnale sismico. Infatti la presenza di uno strato con un forte contrasto di impedenza rispetto ad un basamento sottostante può indurre effetti di risonanza alterando sensibilmente il livello di ampiezza, il contenuto in frequenza e la durata delle oscillazioni del suolo. Un esempio estremo di questo fenomeno è stato evidenziato in occasione del terremoto di Michoacan, Messico, del 1985. Questo evento, pur essendo avvenuto ad alcune centinaia di chilometri dalla capitale, ha eccitato con il periodo proprio di oscillazione (circa 2 secondi) i depositi di riempimento di un antico lago prosciugato, su cui è costruita parte di Città del Messico, provocando il crollo di numerosi edifici e migliaia di morti (Singh *et al.*, 1988).

La valutazione dell'influenza degli strati superficiali, o della geologia locale, sul segnale sismico (effetti di sito) è effettuata mediante metodologie teoriche o sperimentali. I metodi teorici richiedono sofisticati codici di calcolo che simulano la propagazione delle onde sismiche in modelli bi o tri-dimensionali definiti da dettagliate indagini geotecniche e geofisiche (Fäh e Panza, 1994; Rovelli *et al.*, 1994). La validità dei risultati ottenuti è principalmente collegata al livello di dettaglio con cui sono note, ed è possibile rappresentare con un

^(a) Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia - Università di Napoli «Federico II» - Largo S. Marcellino, 10 - 80138 NAPOLI (Italia).

^(b) Servizio sismico Nazionale - 00100 ROMA (Italia).

^(c) Istituto di Ricerca sul Rischio sismico - C.N.R. - 20100 MILANO (Italia).

^(d) Istituto Nazionale di Geofisica - 00100 ROMA (Italia).

^(e) Osservatorio Vesuviano - 80100 NAPOLI (Italia).

^(f) Institut de Géodynamique - UNSA - VALBONNE (Francia).

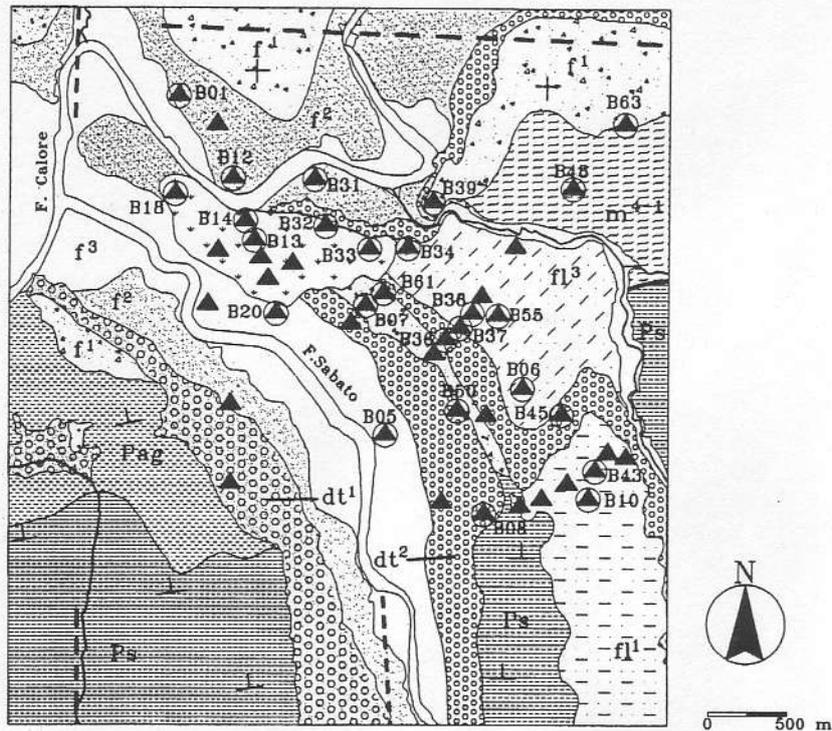
modello matematico, le caratteristiche litotecniche dell'area da investigare. I metodi sperimentali analizzano le registrazioni sismiche effettuate contemporaneamente in siti con diversa geologia locale. Il confronto delle registrazioni, o dello spettro di ampiezza, rispetto ad un sito di riferimento permette di suddividere l'area in studio in zone identificate da un andamento caratteristico dello spettro del segnale sismico.

La tecnica dei rapporti spettrali è attualmente l'approccio più diffuso per lo studio degli effetti di sito. Il tipo di segnale sismico utilizzato riguarda sia registrazioni accelerometriche di forti terremoti che quelle di microterremoti o anche microtremore (Field *et al.*, 1990). L'utilizzo di due diversi livelli di ampiezza del segnale sismico, ovvero la possibilità di estrapolare a forti movimenti del suolo i risultati ottenuti analizzando i deboli movimenti, implica l'ipotesi di comportamento elastico lineare dei terreni in cui si propaga il segnale sismico; attualmente la validità dell'ipotesi di linearità non è universalmente riconosciuta se applicata per redigere carte di zonazione sismica utili per predire il comportamento dei suoli sollecitati da forti movimenti. Un'ampia casistica sulla determinazione degli effetti di sito utilizzando deboli o forti movimenti del suolo è riportata in Aki (1993).

In questo lavoro è presentato lo studio della risposta sismica locale nella città di Benevento effettuato mediante l'analisi delle registrazioni sismiche indotte da esplosioni. Sono state analizzate le registrazioni sismiche di 43 stazioni digitali a tre componenti installate in siti rappresentativi delle diverse situazioni geologiche che caratterizzano la complessa struttura del sottosuolo della città di Benevento. Lo studio dei rapporti spettrali effettuato rispetto ad uno spettro di riferimento ha permesso di redigere una mappa di amplificazione del segnale sismico. In questo lavoro è inoltre presentata la correlazione di queste analisi con la carta di distribuzione del danneggiamento provocato dal terremoto del 1688.

ANALISI DEI DATI

La città di Benevento si sviluppa alla confluenza dei fiumi Calore e Sabato su di una collina costituita da antichi depositi alluvionali. Nell'alternarsi di fasi erosive e deposizionali i due corsi d'acqua hanno determinato l'accumulo di notevoli volumi di alluvioni e la formazione di superfici terrazzate. Un modello di dettaglio del sottosuolo dell'area in esame è stato realizzato da Pescatore *et al.* (1995) attraverso l'analisi delle stratigrafie di 270 sondaggi geognostici. Questo si distingue per la presenza di depositi alluvionali e fluvio-lacustri depositatisi a partire dal Pleistocene medio su un substrato sedimentario mio-pliocenico prevalentemente argilloso (fig. 1). In particolare il centro storico si sviluppa su antichi depositi alluvionali costituiti da un conglomerato rissiano ben cementato ricoperto da una coltre di terreni di copertura (terreni di riporto e risulta antichi, piroclastiti rimaneggiate, colluvioni e detrito) di spessore variabile.



TERRENI QUATERNARI

- RIPORTO E TERRENI DI RISULTA ANTICHI**
- DETRITO E COLLUVIONI: sabbie argillose giallastre, inglobanti sparsi microclasti arenacei**
- DETRITO E COLLUVIONI: limi sabbiosi, frammiati a piroclastiti rimaneggiate ed alterate, inglobanti sparsi elementi lapidei; ghiaie eterometriche in matrice sabbioso-limosa**
- ALLUVIONI ATTUALI E RECENTI: ghiaie sciolte con lenti di sabbie e limi**
- ALLUVIONI TERRAZZATE: ghiaie e sabbie addensate**
- DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI DI CRETAROSSA: argille e limi giallastri e rossastri, con lenti di sabbie e ghiaie**
- DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI DI S.GIORGIO: ciottoli poligenici con lenti di sabbie ed argille limose di colore bruno**
- ALLUVIONI ANTICHE TERRAZZATE: ghiaie eterometriche con matrice sabbiosa ed intercalate lenti di sabbie rossastre; da addensate a cementate**

UNITA' DI ARIANO (Pliocene medio)

- ARGILLE: argille e limi sabbiosi grigio-azzurri con intercalazioni sabbiose molto consistenti**
- ARENARIE E SABBIE: arenarie tenere ben stratificate e sabbie giallastre addensate, con intercalazioni di straterelli di argille siltose grigio-azzurre e livelli di ciottoli arrotondati**

UNITA' LAGRONEGRESI (Miocene inferiore-Cretacico superiore)

- ARGILLE, MARNE, CALCARI ED ARENARIE: arenarie tenere quarzoso-litiche grigie (Flysch Numidico?), micacee (tufiti di Tusa?), argille, argille marnose, scagliose, di colore grigio, a luoghi con fiamme rosse e verdi, con intercalazioni calcaree e calcareo-marnose (Flysch Rosso)**

- strati sub-orizzontali (0-10°)**
- strati mediamente inclinati (10-30°)**
- limite stratigrafico**
- faglie e loro probabile prolungamento**
- stazione sismica**

Fig. 1. - Carta geologica di Benevento ed ubicazione delle stazioni sismiche. Le stazioni cerchiato sono state utilizzate nel calcolo delle funzioni di trasferimento.

Ai fini della definizione della risposta sismica locale nella città di Benevento, in occasione della campagna di sismica attiva effettuata nell'ottobre del 1992 nell'Appennino Campano, è stata installata in città una rete sismica formata da stazioni digitali a tre componenti. In particolare in occasione dello scoppio più prossimo alla città, effettuato a circa 7 km di distanza, sono state impiegate sul terreno 43 stazioni sismiche (fig. 1). Per gli altri scoppi sono state usate 10 stazioni. Le stazioni erano equipaggiate con acquisitore digitale e geofoni a corto periodo, con frequenza propria di 1 o 2 Hz. La scelta dei siti di registrazione è stata effettuata in modo da coprire le varie formazioni geologiche costituenti il sottosuolo della città. Inoltre, si sono cercati siti la cui stratigrafia era definibile in dettaglio attraverso dati di sondaggio.

Per ridurre i disturbi sulle registrazioni prodotti dal rumore sismico antropico, nel periodo di registrazione dei dati, con la collaborazione delle autorità cittadine, è stato fermato il traffico automobilistico e ferroviario nella città. Una selezione sulla qualità delle registrazioni è stata effettuata confrontando la registrazione degli scoppi con quelle del microtremore. In particolare, per ciascuna registrazione sismica è stato determinato tramite FFT lo spettro di ampiezza relativo ad una finestra di registrazione di 15 secondi; questo spettro è stato confrontato con quello del microtremore che precedeva lo scoppio. Sono stati selezionati i siti di registrazione che mostravano un rapporto spettro scoppio/spettro microtremore maggiore di 5. Con questo criterio sono state selezionate 26 stazioni sismiche (fig. 1).

Un'analisi preliminare qualitativa effettuata confrontando le registrazioni relative a siti con differenti condizioni geologiche locali ha evidenziato chiari effetti di sito. La fig. 2 mostra, schematicamente, la diversità del livello di ampiezza delle registrazioni sismiche, e del rispettivo spettro di ampiezza, per tre situazioni geologiche tipiche. La stazione B01, posta su uno spesso deposito alluvionale, mostra un'ampiezza del segnale sismico 3-4 volte maggiore rispetto a siti su conglomerato cementato o su substrato sedimentario pliocenico. Una valutazione quantitativa degli effetti di amplificazione locale del segnale sismico è stata eseguita con la tecnica dei rapporti spettrali.

Nella definizione della risposta sismica locale è di fondamentale importanza la scelta della stazione di riferimento rispetto alla quale sono determinati gli effetti di sito. Il segnale di riferimento deve rappresentare il moto sismico comune alla base della stratigrafia di ciascun sito, e inoltre non deve essere «contaminato» da effetti locali. Lo studio della geologia della città di Benevento (Pescatore *et al.*, 1995) ha evidenziato la mancanza di una formazione geologica con spessori e caratteristiche meccaniche tali da poterla considerare il substrato rigido dell'area. Pertanto, come spettro di riferimento, è stato considerato lo spettro medio calcolato su tutte le registrazioni disponibili.

La funzione di trasferimento di ciascun sito è stata determinata effettuando il rapporto dello spettro della componente orizzontale del moto del

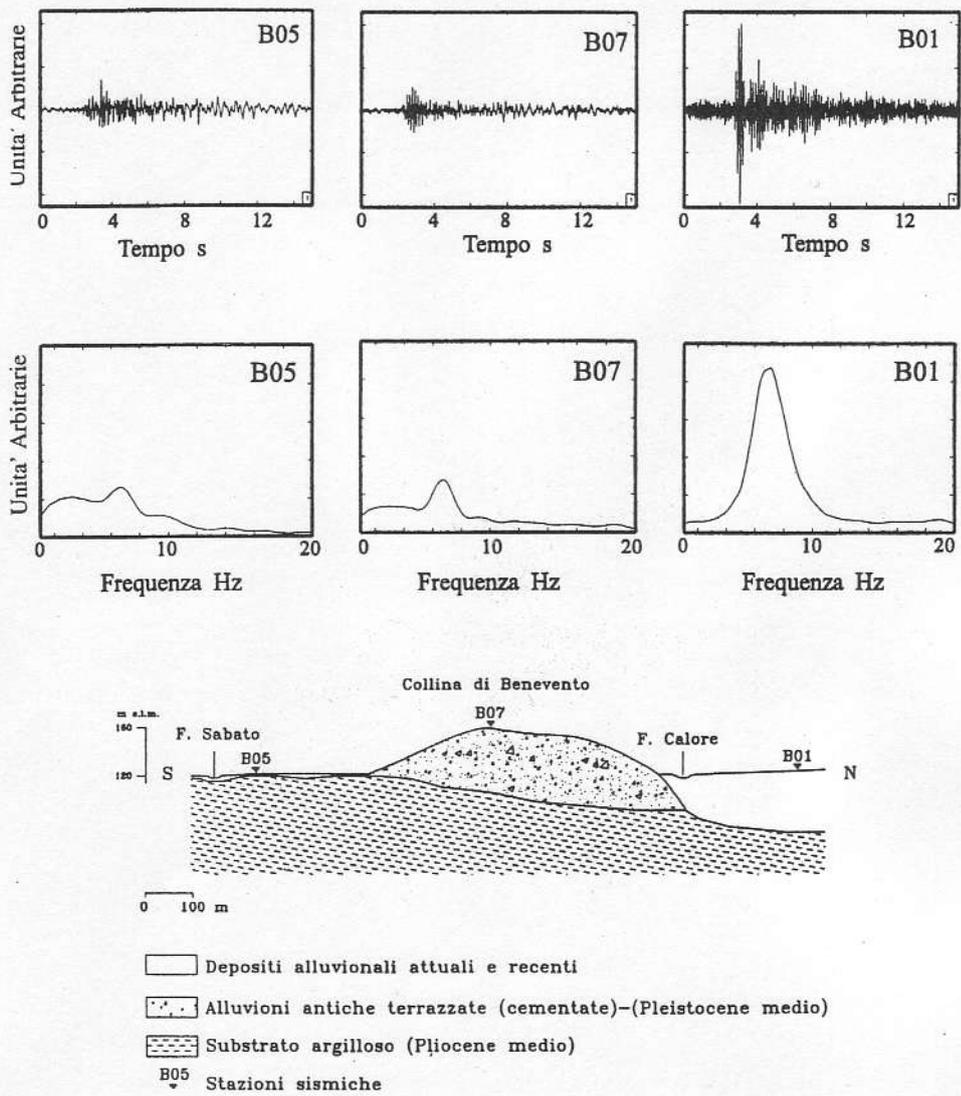


Fig. 2. - Confronto tra segnali sismici e rispettivi spettri di ampiezza registrati in siti con differente geologia.

suolo registrato al sito con lo spettro di riferimento. Queste funzioni rapporto spettrale sono state correlate con le caratteristiche geologiche dell'area.

Il risultato è riassunto nella fig. 3 dove è riportata una suddivisione del territorio della città di Benevento in aree caratterizzate da un andamento tipico di rapporti spettrali. In particolare si evidenzia che le aree localizzate su substrato pliocenico, o dove il substrato è profondo pochi metri dal p.c., il rapporto spettrale è maggiore dell'unità a frequenze minori di 4 Hz (area a di fig. 3). Fenomeni di amplificazione del segnale sismico, nella banda 5-9 Hz, sono evidenziati nell'area b dove sono presenti depositi alluvionali, sciolti od

addensati, di notevole spessore. Le zone dove il conglomerato rissiano affiora, o è coperto da pochi metri di terreni di copertura, non presentano evidenti fenomeni di amplificazione (area c). Le aree ove sono presenti depositi fluvio lacustri mostrano sempre fenomeni di amplificazione (area d); tali fenomeni sono variabili, probabilmente in funzione dalla variabilità delle caratteristiche litostratigrafiche e dello spessore di questi depositi (area e). L'area dove affiorano i depositi miocenici (area f) non evidenzia fenomeni di amplificazione del segnale sismico.

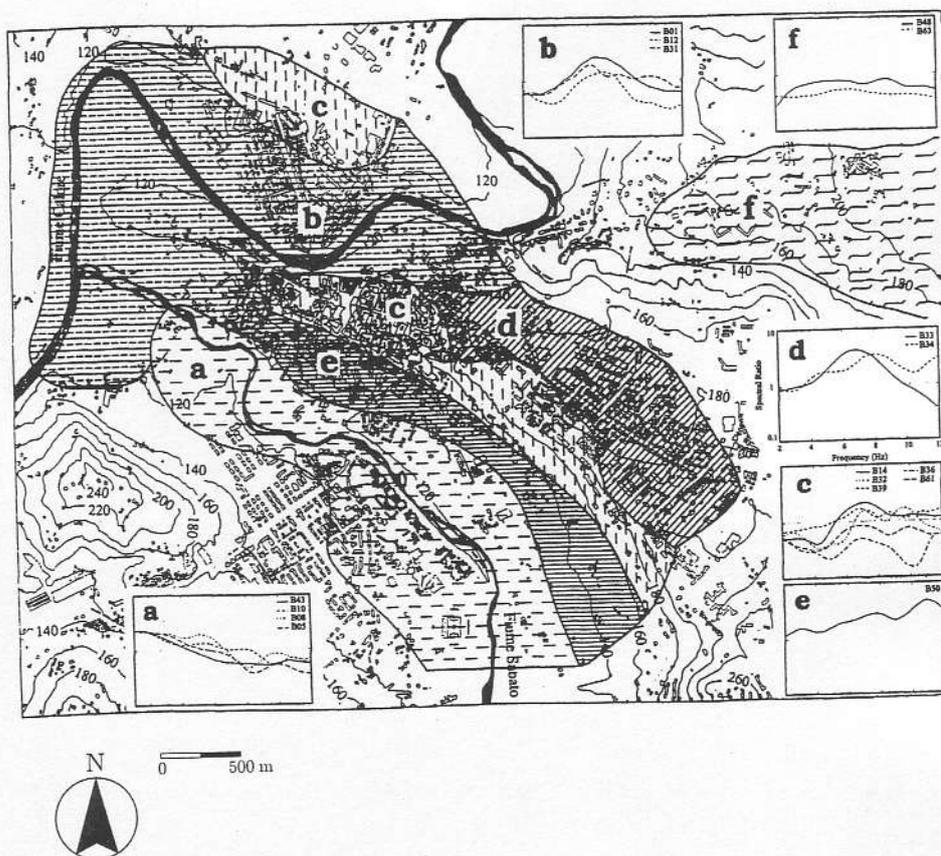


Fig. 3. - Aree della città con risposta sismica omogenea e relative funzioni di trasferimento.

CONFRONTO DELL'ANALISI DEI RAPPORTI SPETTRALI CON I DATI MACROSISMICI

Lo studio sulla distribuzione del danneggiamento causato dal terremoto del 5 giugno 1688 sul centro storico della città di Benevento (Castenetto e Romeo, 1992), ha permesso di evidenziare una buona correlazione tra spessore dei depositi superficiali, andamento dei rapporti spettrali e livello di danneggiamento.

no affiora,
o evidenti
siti fluvio
fenomeni
tatteristiche
love affio-
azione del

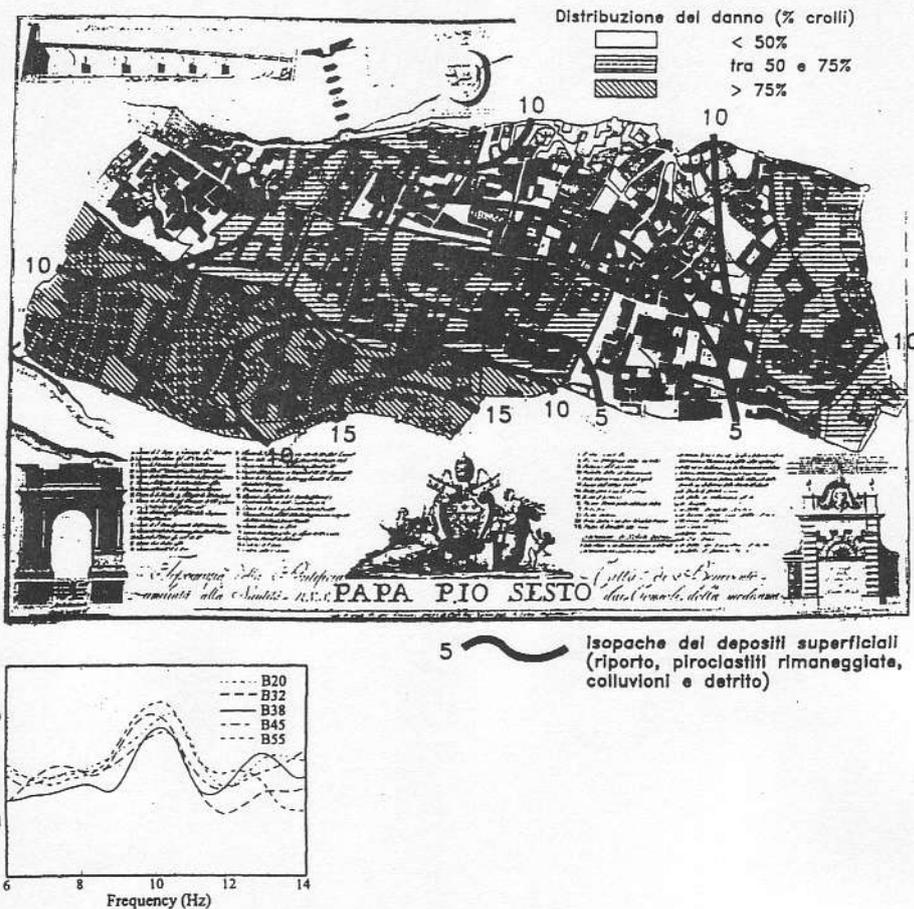
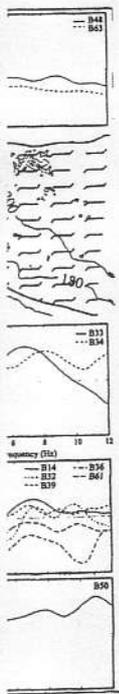


Fig. 4. - Confronto tra spessore dei depositi superficiali e grado di danneggiamento relativo al terremoto del 5 giugno 1688. Nel riquadro sono rappresentate le funzioni di trasferimento di siti caratterizzati da uno spessore maggiore di 10 metri dei terreni di copertura.

trasferimento.

DATI

terremoto del
o e Romeo,
e dei depo-
giamento.

La fig. 4 riporta, sovrapposte ad una antica mappa del centro storico di Benevento, le isopache dei depositi superficiali (terreni di copertura, depositi alluvionali recenti e fluvio-lacustri) e la carta del danneggiamento. Dalla figura si osserva che nelle zone dove i terreni di copertura (terreni di riporto e risulta, piroclastiti rimaneggiate, detrito e colluvioni) hanno uno spessore inferiore ai cinque metri il grado di danneggiamento è basso; invece risulta elevato nella parte meridionale del centro storico. In questa zona numerosi sondaggi hanno evidenziato spessori maggiori di dieci metri dei terreni di copertura, costituiti quasi esclusivamente da terreni di riporto e materiali di risulta antichi, poggianti su terreni del substrato pliocenico o su conglomerati rissiani. Semplici relazioni semi-empiriche utilizzate da Castenetto e Romeo (1992) hanno evidenziato che le frequenze proprie di oscillazione degli edifici maggiormente diffusi a

Benevento nel XVII secolo erano di circa 10 Hz. Tali frequenze sono prossime a quelle determinate dall'analisi dei rapporti spettrali relativamente a siti dove i depositi superficiali hanno uno spessore maggiore di dieci metri (fig. 4). Infatti, l'effetto di amplificazione del moto del suolo provocato da uno strato superficiale, considerando onde di taglio incidenti verticalmente, può essere determinato dalla semplice relazione $f = V_s/4H$. Assumendo come valore di spessore $H = 5-10$ m, e velocità di propagazione delle onde di taglio $V_s = 200-400$ m/sec (Pescatore *et al.*, 1995), il valore di f stimato è di 10 Hz. Questo risultato suggerisce che gran parte del danneggiamento nel centro storico è stato prodotto dalla risonanza dello strato superficiale indotto dalle onde sismiche incidenti.

CONCLUSIONI

In questo lavoro è presentato il risultato dell'analisi degli spettri delle registrazioni sismiche, effettuate nella città di Benevento, di un'esplosione sotterranea di 500 kg di esplosivo effettuata a circa sette chilometri dalla città. I rapporti spettrali determinati rispetto allo spettro medio, calcolato su 26 sismogrammi selezionati, sono stati raggruppati sia in base al loro andamento che per analoghe situazioni della geologia del sito di registrazione. Il risultato è riportato in fig. 3 in cui è presentata la mappa caratterizzante la risposta sismica nella città di Benevento.

La validità di questa mappa è, ovviamente, confinata all'intervallo di frequenze di oscillazione del moto del suolo generato da un'esplosione. Considerando inoltre l'effetto-filtro dello strumento di registrazione, il limite inferiore delle frequenze analizzate è 1 Hz. Inoltre, il livello di ampiezza del moto del suolo, indotto dall'esplosione nei vari siti di registrazione, è senz'altro da considerarsi debole. Pertanto l'analisi della risposta sismica locale, così come rappresentata in fig. 3, è estendibile anche a forti terremoti solo se si ipotizza il comportamento elastico lineare dei terreni costituenti il sottosuolo della città di Benevento.

È comunque da sottolineare che la buona correlazione tra l'analisi dei rapporti spettrali e la distribuzione del danneggiamento provocato nel centro storico dal terremoto del 1688, incoraggiano l'uso di registrazioni sismiche di piccoli movimenti del suolo per lo studio degli effetti di sito e permettono di considerare questo lavoro come un primo elemento per la redazione di una carta di microzonazione sismica della città di Benevento.

BIBLIOGRAFIA

- [1] AKI K., 1993. *Local site effects on weak and strong ground motion*. Tectonophysics, 218: 93-111.
- [2] CASTENETTO S., ROMEO R., 1992. *Il terremoto del Sannio del 5 Giugno 1688; analisi del danneggiamento subito dalla città di Benevento*. Atti 11 Conv. G.N.G.T.S.
- [3] FÄH D., PANZA G., 1994. *Realistic modelling of observed seismic motion in complex sedimentary basins*. Annali di Geofisica, 6: 1771-1798.
- [4] FIELD E.H., HOUGH S., JACOB K.H., 1990. *Using microtremors to assess potential earthquake site response: a case study in Flushing Meadows, New York city*. Bull. Seismol. Soc. Am., 82: 2283-2307.
- [5] PESCATORE T., IMPROTA L., INNACCONE G., ROMEO R., 1995. *Geologia della città di Benevento: caratteristiche litostratigrafiche finalizzate alla microzonazione sismica*. Boll. Soc. Geol. It., in corso di stampa.
- [6] ROVELLI A., CASERTA A., MALAGNINI L., MARRA F., 1994. *Assessment of potential strong ground motions in the city of Rome*. Annali di Geofisica, 6: 1745-1770.
- [7] SINGH S.K., MENA E., CASTRO R., 1988. *Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data*. Bull. Seismol. Soc. Am., 78: 451-477.