

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"

DOTTORATO DI RICERCA IN ANALISI E MODELLAZIONE DEI SISTEMI AMBIENTALI XVIII° CICLO

PARAMETRIZZAZIONE GEOFISICA DI MODELLI GEOLOGICI DEL SOTTOSUOLO IN SITI CAMPIONE DELLA CITTÀ DI AVELLINO, AI FINI DELLA VALUTAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE

DOTT.SSA ANNALISA VIETRI

TUTORE CH.MO PROF.. ANTONIO RAPOLLA COORDINATORE CH.MO PROF. MAURIZIO FEDI

1.	IN	INTRODUZIONE			
2.	R	ISCHIO	SISMICO E MACROZONAZIONE SISMICA	7	
	2.1.	PREM	IESSA	7	
	2.2.	IL RIS	SCHIO SISMICO	10	
	2.3.	PERIC	COLOSITÀ SISMICA	14	
		2.3.1.	Sismicità dell'Area Mediterranea	14	
		2.3.2.	Sismicità dell'Appennino Meridionale	17	
	2.4.	MACI	ROZONAZIONE SISMICA IN ITALIA	20	
		2.4.1.	Catalogo dei terremoti	32	
		2.4.2.	Zonazione sismogenetica	33	
			2.4.2.1. Zonazione Sismogenetica dell'Appennino Meridionale	38	
		2.4.3.	Valutazione di amax	41	
	2.5.	PERIC	COLOSITÀ E CLASSIFICAZIONE SISMICA IN CAMPANIA	43	
3. MICROZONAZIONE E RISPOSTA SISMICA LOCALE					
	3.1.	MICR	OZONAZIONE SISMICA	46	
	3.2. RISPOSTA SISMICA LOCALE		49		
		3.2.1.	Effetto della Geologia Superficiale	51	
		3.2.2.	Effetto della topografia	61	
3.3. METODI DIRETTI PER LA VALUTAZIONE DELLA RISPOSTA SISMI		A			
	LOCALE			67	
		3.3.1.	Metodo del Rapporto Spettrale Standard	70	
		3.3.2.	Metodo dei Microtremori o di Nakamura	72	
	3.4.	ANAI	ISI NUMERICA PER LA VALUTAZIONE DELLA RISPOSTA SISM	IICA	
LOCALE					
		2.4.1		83	
		3.4.1.	Codici di calcolo monodimesionali		

4. CORRELAZIONI V _s /N _{SPT} PER LA VALUTAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE					
5.1.	CONOSCENZE GEOLOGICHE				
	5.1.1. Calcari Giurassico-Cretacici	107			
	5.1.2. Flysch Miocenico	108			
	5.1.3. Depositi Altomiocenici	110			
	5.1.4. Ignimbrite Campana	115			
6. N	MODELLIZZAZIONE GEOLOGICA				
6.1.	INTERPRETAZIONE FOTO AEREE	121			
6.2.	OSSERVAZIONI DI CAMPAGNA				
6.3.	RACCOLTA ED ANALISI DEI DATI	127			
	6.3.1. Sondaggi Geognostici	127			
	6.3.1.1 Litologie ed Unità Litostratigrafiche	129			
6.3.	2. SEZIONI GEOLOGICHE				
7. MODELLIZZAZIONE GEOTECNICA E GEOFISICA					
7.1.	PARAMETRIZZAZIONE GEOTECNICA	137			
7.2.	PARAMETRIZZAZIONE GEOFISICA	149			
8. I	DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	166			
9. I	BIBLIOGRAFIA				

1. INTRODUZIONE

Scopo di questa tesi di dottorato è la parametrizzazine geofisica dell'immediato sottosuolo di siti campione della città di Avellino (Campania), ai fini della valutazione della risposta sismica locale, partendo da un modello geologico del sottosuolo.

L'area di studio si estende ad est del massiccio carbonatico del M.te Partenio (Figura 1.1) ed è posizionata in una profonda depressione strutturale delimitata ad sud-est dai M.ti Picentini, a sud dai M.ti di Sarno e ad ovest dai M.ti di Avella.



Figura 1.1: Inquadramento geografico dell'area.

L'area studiata è compresa nel Foglio n. 185 «Salerno», della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Figura 1.2) e ricade nella zona centrale della Sezione IV – Avellino del Foglio n°449 della Carta Topografica d'Italia in scala 1:100.000 dell'I.G.M. SERIE 25.



Figura 1.2: Stralcio Foglio n. 185 «Salerno», della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

Introduzione

Mediante l'osservazione di campagna, lo studio di foto aeree, ma, soprattutto mediante la reinterpretazione di numerosi sondaggi geognostici e la realizzazione di una maglia di sezioni geologiche quantitative, è stato creato il Modello Geologico del sottosuolo di parte del territorio comunale. In particolare, sono stati individuati e modellizzati tre siti campioni, rappresentativi di tre differenti successioni stratigrafiche. Successivamente, mediante l'analisi dei dati geotecnici, caratterizzanti i vari litotipi riconosciuti nel sottosuolo, in particolare mediante l'analisi del numero dei colpi (N) della prova SPT, e della velocità delle onde sismiche trasversali (V_S) , ottenuta da prove *down-hole*, è stato possibile ricavare delle nuove correlazioni sperimentali tra questi due parametri. In particolare vengono proposte nuove correlazioni per le piroclastiti e per i conglomerati. Tali correlazioni, unite a quelle presenti in letteratura, hanno consentito poi una generale parametrizzazione geofisica dei vari litotipi riconosciuti. Ciò ha permesso così di trasformare (come si vedrà nel cap. 7), il modello geostratigrafico dei siti campioni, in un modello sismostratigrafico.

2. RISCHIO SISMICO E MACROZONAZIONE SISMICA

2.1. PREMESSA

La penisola italiana è una delle zone sismicamente più attive del Mediterraneo. Essa è stata inoltre, sede di alcune tra le più antiche civiltà, e ciò ha permesso la registrazione di notizie attendibili anche di eventi sismici molto antichi, ma solo a partire dal XIX secolo gli studiosi di sismologia hanno cominciato a estrarre da queste cronache le informazioni riguardanti i terremoti nel tentativo di "scrivere" una storia sismica italiana.

Dalla raccolta e classificazione sistematica di eventi sismici sono nati i primi cataloghi dei terremoti. La nuova versione del *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani* CPTI (*Gdl, CPTI, 1999*), detta CTPI2, aggiornata al 2002, è stata realizzata utilizzando tutti gli studi macrosismici e strumentali resi disponibili dal 1999 in poi. Numerosi studi hanno sottolineato che la pericolosità sismica non dipende solo dal tipo di terremoto, dalla distanza tra l'epicentro e la località interessata, ma, soprattutto, dalle caratteristiche geologiche dell'area di interesse. Infatti, la geometria della struttura del sottosuolo, le variazioni dei tipi di terreni e delle sue proprietà con la profondità, le discontinuità laterali, e la superficie topografica sono all'origine delle larghe amplificazioni delle vibrazioni del terreno e sono stati correlati alla distribuzione del danno durante i terremoti distruttivi (*Aki, 1993; Bard, 1994; Faccioli, 1991, 1996; Chavez-Garcia et alii, 1996*).

Questi fattori sono particolarmente importanti per la corretta valutazione dell'azione sismica nell'ambito della difesa dai terremoti, per tale motivo, ai fini della riduzione del rischio sismico, è importante riconoscere le aree in cui le oscillazioni del suolo sono più ampie e definire le frequenze con le quali esse tendono ad oscillare.

L'azione esercitata localmente dagli strati più superficiali, che operano sia da filtro che d'amplificatore, costituisce quello che va sotto il nome d'Effetto di Sito. Riconoscere in dettaglio le aree caratterizzate in media da uguale Risposta di Sito, dovuta alle caratteristiche geologiche o alla topografia, è diventata una richiesta fondamentale negli studi geologici e geofisici relativi alle costruzioni.

Anche la nuova normativa sismica del territorio italiano (*OPCM*, n° 3274 2003), sottolinea l'importanza della conoscenza delle condizioni geologiche del sito per adeguare le tecniche di costruzione.

Prima di affrontare la tematica riguardante la Risposta Sismica Locale e le metodologie per la sua corretta valutazione, è necessario approfondire gli aspetti che sono alla base di tale problematica: il significato di rischio sismico e la zonazione sismica in Italia.

2.2. IL RISCHIO SISMICO

Il *Rischio Sismico* si definisce come l'insieme dei possibili danni che un terremoto può provocare, in un determinato intervallo di tempo e in una determinata area, in relazione alla sua probabilità di accadimento ed al relativo grado di intensità (severità del terremoto) in relazione alle principali caratteristiche della comunità esposta.

L'intensità o severità di un terremoto può essere valutata in due modi:

• misurando l'energia sprigionata dal sisma, su tale calcolo si basa la scala Richter;

•valutando le conseguenze sull'uomo, sulle costruzioni e sull'ambiente, suddividendo tali effetti in livelli in base alla scala realizzata dal sismologo Mercalli.

La determinazione del rischio è legata a tre fattori principali:

La *pericolosità* esprime la probabilità che, in un certo intervallo di tempo, un'area sia interessata da terremoti che possono produrre danni. Dipende dal tipo di terremoto, dalla distanza tra l'epicentro e la località interessata nonché dalle condizioni geomorfologiche. La pericolosità è indipendente e prescinde da ciò che l'uomo ha costruito.

L'esposizione è una misura dell'importanza dell'oggetto esposto al rischio, in relazione alle principali caratteristiche dell'ambiente costruito. Consiste nell'individuazione, sia come numero che come valore, degli elementi componenti il territorio o la città, il cui stato, comportamento e sviluppo può venire alterato dall'evento sismico (il sistema insediativo, la popolazione, le attività economiche, i monumenti, i servizi sociali).

La vulnerabilità consiste nella valutazione della possibilità che persone, edifici o attività, subiscano danni o modificazioni al verificarsi dell'evento sismico. Misura da una parte la perdita o la riduzione di efficienza, dall'altra la capacità residua a svolgere ed

assicurare le funzioni che il sistema territoriale nel suo complesso esprime in condizioni normali. Ad esempio nel caso degli edifici la vulnerabilità dipende dai materiali, dalle caratteristiche costruttive e dallo stato di manutenzione ed esprime la loro resistenza al sisma.

In Italia, negli ultimi duemila anni si sono verificati migliaia di terremoti e, tra questi, oltre 150 hanno raggiunto o superato il IX grado della scala MCS, e, come evidenziava il Prof. Barberi nel 1991, la penisola italiana negli ultimi tre secoli era stata scossa da circa 20 terremoti di magnitudo (M) pari o superiore a 6, con una media nell'Appennino di un terremoto distruttivo ogni 15 anni.

In Italia il rischio sismico non è legato solo alla sismicità del territorio, ma anche ad altri fattori, quali l'elevata densità di popolazione, che fa sì che ogni evento interessi un numero elevato di persone, ed il fatto che parte del patrimonio edilizio non è stato realizzato con criteri antisismici.

Per tale motivo riveste una notevole importanza minimizzare i danni prodotti da un terremoto, sia mediante un razionale utilizzo

del territorio e l'elaborazione di norme costruttive che rendano gli edifici in grado di resistere alle scosse più intense che potranno colpirli, sia effettuando un'analisi probabilistica di previsione dei terremoti, che si basi o sulla conoscenza accurata della genesi dell'evento sismico (epicentro, tempo origine, e magnitudo del terremoto) o su un'analisi statistica della sismicità storica di un'area.

2.3. PERICOLOSITÀ SISMICA

2.3.1. SISMICITÀ DELL'AREA MEDITERRANEA

La regione mediterranea è una regione geologicamente molto attiva, che sta subendo una deformazione piuttosto rapida ed è caratterizzata da una sismicità diffusa che non è ristretta solo lungo i bordi delle zolle (*Vannucci et alii, 2004*).

L'evoluzione geodinamica del Mediterraneo centrale costituisce da diversi decenni l'oggetto di un intenso dibattito scientifico. In questo settore della crosta terrestre il processo di raccorciamento, provocato nell'ambito del sistema Europa, Africa, e Adria dall'apertura del Bacino Oceanico Tirrenico, è responsabile della formazione di strutture geologiche di natura ed evoluzione assai differente. Accanto alle catene montuose, naturale prodotto dei processi di collisione, il Mediterraneo centrale ha visto la nascita e la progressiva evoluzione di bacini marini di limitate dimensioni, caratterizzati, come il Tirreno, dalla formazione di nuova crosta, simile a quella presente nel fondo dei grandi oceani.

Nei primi anni settanta la struttura del Mediterraneo è stata interpretata mosaico di frammenti di litosfera come un (microplacche), i cui processi di rotazione e di traslazione erano la causa dell'apertura di nuovi bacini oceanici e del corrugamento delle catene montuose (Figura 2.1). La formazione del Bacino Ligure-Provenzale e del Bacino Tirrenico furono interpretate come il risultato della progressiva rotazione antioraria e traslazione di due microzolle indipendenti: il blocco sardo-corso e la penisola italiana. Questi modelli evolutivi trovarono il loro fondamento teorico nei concetti generali della tettonica a zolle, la cui possibilità di applicazione al Mediterraneo centrale era confermata dalla presenza di alcuni elementi classici, quali il piano di subduzione sotto l'arco calabro e il vulcanismo calcoalcalino delle isole Eolie (Funiciello et alii,1997).



Figura 2.1: Schema della catena appenninica.

2.3.2. SISMICITÀ DELL'APPENNINO MERIDIONALE

La formazione della catena appenninica, che costituisce l'ossatura della penisola italiana, è legata ai complicati processi che caratterizzano il Mediterraneo e che sono responsabili della migrazione del sistema di catena- avampaese verso l'avanfossa di Padano-Adriatico-Ionica, e dell'apertura sincrona del bacino Tirrenico di retroarco.

La catena Appenninica è formata da una serie di unità strutturali, con vergenza di accavallamento verso l'adriatico, che derivano dalla deformazione delle unità appartenenti al Bacino sardo-corso ed ai bacini di accrezione associati alla sua migrazione verso sud-est, all'insieme dei terreni bacinali e di piattaforma carbonatica del margine di Adria ed a rimanenze obdotte del Bacino della Tetide.

Le complesse fasi deformative responsabili della catena

appenninica possono essere ricondotte ad una convergenza di placche che, a partire dal Cretaceo inferiore-medio fino al Pleistocene inferiore (~130 milioni di anni fa fino ~1,8 milioni di anni fa), ha portato alla collisione continentale ed al conseguente sottoscorrimento di litosfera di Adria sotto il margine Europeo. La rotazione in senso antiorario del blocco sardo-corso, avvenuta al passaggio Oligocene-Miocene(~24 milioni di anni fa), in seguito del Liguro-Provenzale, favorisce all'apertura Bacino il sottoscorrimento della Tetide e del cratone africano sotto il blocco sardo e accentua la compressione del sistema orogenico appenninico. Nel Burdigaliano si registra un'accentuazione dell'impilamento delle falde ed il trasporto orogenetico dell'edificio tettonico verso l'avampaese adriatico. Questo movimento genera dei fenomeni di metamorfismo a carattere regionale. Nel Tortoniano, infine, si ha un'altra importante fase di trasporto orogenico, viene considerata che come l'ultimo evento compressivo. Infatti, Tortoniano superiore nel si ha un

cambiamento nell'evoluzione tettonica appenninica con l'inizio dei processi di *rift* lungo il margine occidentale appenninico e nell'area settentrionale ed occidentale tirrenica (*Critelli*, 1991).

Il risultato di un così complicato quadro tettonico è una struttura geologica estremamente complessa, che fa si le zone sismicamente attive nel nostro paese costituiscono gran parte del territorio nazionale.

In particolare, l'Appennino Meridionale è interessato, fin da epoche storiche, da un' intensa e frequente tettonica attiva collegata ad un regime estensionale legato alla divergenza di Adria, che è subentrato ad un regime compressivo inattivo (*Meletti et alii, 2000*).

Gli eventi sismici che interessano l'Appennino Meridionale presentano una profondità ipocentrale generalmente compresa tra i 10 e i 12 Km. Essi sono localizzati prevalentemente lungo una ristretta fascia che coincide con l'aree più elevate delle catena, e sono caratterizzati da meccanismi focali prevalentemente di tipo estensionale (*Vannucci et alii, 2004*).

2.4. MACROZONAZIONE SISMICA IN ITALIA

Per *Zonazione Sismica* di un territorio si intende l'insieme di criteri geologici, geofisici ed ingegneristici atti ad individuare e a delimitare aree a risposta omogenea rispetto al rischio sismico.

I criteri e le metodologie d'intervento dipendono dell'estensione delle aree che si prendono in considerazione. Si parlerà quindi di <u>Macrozonazione Simica</u> o Zonazione di Primo Grado (*Int. Geot.Ass, TC4, 1999*) se la scala è a livello regionale; di <u>Microzonazione Simica</u> o Zonazione di Secondo Grado (*Int. Geot.Ass, TC4, 1999*), se la scala d'indagine è comunale, e di <u>Risposta Sismica di Sito</u> o Zonazione di Terzo Grado (*Int. Geot.Ass, TC4, 1999*) se la risposta va cercata per aree ristrette dove è prevista la realizzazione di un manufatto (*Rapolla, 1992; 2005*).

Nell'effettuare la Macrozonazione Sismica esistono diversi parametri da valutare. Primo fra tutti il periodo di ritorno di interesse di un terremoto. In particolare, poiché il tempo di durata di

un edificio è di cento anni, si considera che tale costruzione dovrà essere in grado di sopportare, senza riportare danni, il terremoto con periodo di ritorno di cento anni, e un terremoto di intensità maggiore che abbia periodo di ritorno più lungo, subendo dei danni che non comportino il rischio di vite umane.

Altri parametri da valutare sono l'effetto legato a un evento sismico in un'area posta ad una certa distanza dall'area sismogenetica e l'accelerazione massima "**a**" del suolo durante il terremoto. Entrambi i parametri vengono calcolati mediante l'ausilio di relazioni empiriche.

Per quanto riguarda l'accelerazione massima "**a**" del suolo durante il terremoto, due sono le relazioni più conosciute, che ne permettono il calcolo conoscendo l'intensità dell'evento sismico:

la relazione di Richter :

$$\log a = (I/3) - 0.5$$

e la relazione di Cancani-Sieberg:

$$\log a = (I/3) - 1$$

Entrambe le relazioni sono valide per terremoti crostali, ma si differenziano in quanto la relazione di Richter fa riferimento a tipologie costruttive moderne, mentre quella di Cancani-Sieberg a tipologie costruttive più antiche.

La valutazione della distanza dall'area sismogenetica, **R**, o l'accelerazione massima "**a**" del suolo durante il terremoto, possono essere calcolati anche a partire dalla magnitudo **M** di un terremoto, secondo la relazione di *Grandori (1980)*:

$$a_{\rm m} = (1230 \ {\rm e}^{0.8 \ {\rm M}}) / ({\rm R} + 25)^2$$

L'esigenza di elaborare una classificazione sismica del territorio nazionale in Italia nacque all'indomani del terremoto di Reggio Calabria e Messina del 1908. Nel corso degli anni successivi vennero, così, istituiti, con decreto, degli elenchi di comuni nei quali l'attività costruttiva doveva essere regolata da norme precise, ovviamente più severe e rigide rispetto al resto del Paese. In pratica, un comune veniva dichiarato sismico solo se, nella sua storia più o meno recente, si era già verificato un terremoto nel suo territorio. L'esigenza di arrivare a una revisione profonda di questa classificazione cominciò a maturare già negli anni immediatamente successivi al secondo conflitto mondiale, ma fu soltanto negli anni settanta che tutto questo trovò occasione di tramutarsi in atti concreti, in particolare con l'entrata in vigore della Legge n°64 del 2/2/74 che sancisce la normativa sismica che sarà in vigore in Italia fino al 2003.

Tale legge prevedeva la suddivisione del territorio in aree sismiche di I, II e III categoria (Tabella 2.1), assegnando per ogni categoria un «grado di sismicità» **S** pari rispettivamente a 12, 9 e 6. Il grado di sismicità era legato al «coefficiente d'intensità sismica» **c** dalla relazione:

$$c = (S - 2) / 100$$

Il coefficiente **c** ha le dimensioni di un'accelerazione in termini di frazioni dell'accelerazione di gravità g, e rappresentava la

massima accelerazione alla quale si vuole che gli edifici rispondano

in maniera elastica.

Area Sismica	Coefficiente d'intensità sismica
Ι	0.1
II	0.07
III	0.04

Tabella 2.1: Aree sismiche e accelerazioni previste dalla Legge n°64 del 2/2/74

Come base di questa classificazione vi era essenzialmente una analisi delle statistiche sui terremoti avvenuti a partire dall'anno Mille, non essendo ancora disponibili conoscenze approfondite e territorialmente generalizzate di carattere geologico-strutturale e quindi sismogenetico.

Nel 1998 viene redatta, da un apposito Gruppo di lavoro, una nuova proposta di riclassificazione del territorio nazionale che utilizzava i risultati degli studi di pericolosità sismica sviluppati in Italia negli ultimi anni dal Servizio Sismico Nazionale e dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti. Nel 2003 con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003 relativa a "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica" (G.U. n. 105 del 8.5.2003), viene adottata la nuova classificazione sismica del territorio nazionale che recepisce i risultati raggiunti dal Gruppo di lavoro.

In base alla nuova normativa, la pericolosità viene espressa come l'accelerazione orizzontale al suolo $(\mathbf{a_g})$ che ha una probabilità del 10% di essere superata in 50 anni, e che rappresenta l'accelerazione a cui gli edifici devono resistere senza collassare. Tutto il territorio nazionale viene ripartito in quattro zone (Allegato 1 dell'OPCM, n° 3274 2003), nelle quali applicare, in modo differenziato, le norme tecniche per la progettazione, la valutazione e l'adeguamento sismico degli edifici.

Nella Tabella 2.2 sono riportati il valore di picco orizzontale del suolo (\mathbf{a}_{g}) espresso in percentuale di \mathbf{g} ed i valori

dell'accelerazione orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico nelle norme tecniche sulle costruzioni. Tali valori sono riferiti alle accelerazioni attese in seguito ad un evento sismico in siti su roccia o suolo molto rigido (con Vs > 800 m/s).

Zona sismica	Accelerazione orizzontale con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni (ag/g)	Accelerazione orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico (norme tecniche) ag/g
1	Maggiore di 0,25	0,35
2	0,15 - 0,25	0,25
3	0,05 - 0,15	0,15
4	Minore di 0,05	0,05

 Tabella 2.2: Categorie di rischio e accelerazioni previste dalla normativa sismica vigente

Le valutazioni di ag sono state effettuate mediante:

- l'identificazione delle aree sismogenetiche, in base a dati geologici, geofisici, e ai cataloghi sismologici, sia storici che strumentali;
 - la determinazione del periodo di ritorno di terremoti di

diversa intensità per ogni zona sismogenetica;

• la valutazione di a_g per ogni area di 0.05° di lato del territorio nazionale, utilizzando leggi medie di attenuazione dell'energia sismica con la distanza.

In base alla nuova normativa (All. 1, 2b dell'OPCM, n° 3274 2003) è stata prodotta una nuova mappa della classificazione sismica del territorio nazionale, in termini di accelerazione massima (a_{max}) con probabilità di superamento del 10% in 50 anni riferiti a siti su roccia o suolo molto rigido (Categoria A, con Vs > 800 m/s) (Figura 2.2), affidando alle Regioni l'individuazione, la formazione ed l'aggiornamento dell'elenco delle zone sismiche sulla base dei criteri generali dell'Allegato 1. (Figura 2.3).

Dall'analisi della mappa della classificazione sismica del territorio nazionale si evince che tutto il territorio nazionale è considerato sismico, in particolare il 9,2% della superficie nazionale ha un livello di sismicità alta e il 31,9% ha un livello di sismicità minima. La regione maggiormente esposta è la Calabria che

presenta il 100% della superficie classificata a livello alto e medio; seguono poi l'Abruzzo, la Campania e la Sicilia. Invece le regioni con gran parte della superficie a sismicità minima sono la Sardegna e la Valle d'Aosta.



Figura 2.2:Classificazione sismica del territorio nazionale dopo l'ordinanza 2003 (http://zonesismiche/mi.ingv.it)



Figura 2.3:Classificazione del territorio nazionale dopo le modifiche delle regioni (fino a Marzo 2004) (http://zonesismiche/mi.ingv.it)

In seguito all'O.P.C.M. n. 3274 del 20 marzo 2003, è stata realizzata anche una mappa di pericolosità sismica (Figura 2.4), che rappresenta un riferimento per l'individuazione delle zone sismiche. Per la realizzazione di questa mappa sono stati utilizzati ed elaborati un gran numero di dati, ed in particolare:

• è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9;

• è stata prodotta una versione aggiornata del catalogo CPTI (*Gdl CPTI, 1999*) detta CPTI2;

• sono state verificate, alla luce dei dati dei terremoti più recenti, le relazioni di attenuazione di a_{max} definite a scala nazionale ed europea.



Figura 2.4: Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale

2.4.1. CATALOGO DEI TERREMOTI

Il catalogo dei terremoti fornisce la distribuzione spaziotemporale degli eventi sismici. La nuova versione del *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani* CPTI (*Gdl, CPTI, 1999*), detta CTPI2, aggiornata al 2002, è stata realizzata utilizzando tutti gli studi macrosismici e strumentali resi disponibili dal 1999 in poi. Essa è caratterizzata dalla revisione dei parametri dei terremoti della zona etnea, dalla determinazione dei valori di Mw e ML per tutti gli eventi, ma soprattutto dalla ricompilazione della finestra 1981-1992 e dalla compilazione ex-novo della finestra 1993-2002

2.4.2. ZONAZIONE SISMOGENETICA

Fino al 2002, il punto di riferimento per la valutazione della pericolosità sismica nell'area italiana è stata la zonazione sismogenetica ZS4 (*Scandone e Stucchi, 2000*) (Figura 2.5). Tale zonazione era stata realizzata nel 1996, ma gli sviluppi più recenti in materia di sismogenesi hanno però evidenziato alcune incoerenze con il catalogo CTPI. Per tale motivo, al fine di ottenere un modello più coerente con i nuovi dati e con il quadro sismotettonico oggi disponibile, è stata sviluppata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 (Figura 2.6).

La zonazione sismogenetica ZS9 è il risultato delle modifiche, degli accorpamenti e delle elisioni delle numerose zone di ZS4 e dell'introduzione di nuove zone.



Figura 2.5: Zonazione Sismogenetica ZS4



Figura 2.6: Zonazione Sismogenetica ZS9

La zonazione sismogenetica ZS9 è stata disegnata in maniera tale da soddisfare i seguenti requisiti:

a) essere basata sul pregresso modello ZS4;

b) recepire le informazioni sulle sorgenti sismogenetiche italiane alla luce delle nuove evidenze di tettonica attiva e delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite negli ultimi anni;

c) considerare ed analizzare i dati relativi a terremoti localizzati al di fuori delle zone sorgente definite in ZS4;

d) essere utilizzabile con i dati di CPTI2;

e) fornire una stima di profondità "efficace", definita come l'intervallo di profondità nel quale viene rilasciato il maggior numero di terremoti in ogni zona sorgente, utilizzabile in combinazione con le relazioni di attenuazione determinate su base regionale;

f) fornire per ogni ZS un meccanismo di fagliazione prevalente, utilizzabile con le relazioni di attenuazione classiche modificate secondo le procedure di *Bommer et al.*, (2003).
La zonazione ZS9 comprende 42 zone-sorgente, che sono state identificate con un numero (da 901 a 936) o con una lettera (da A ad F). Nel processo di realizzazione di ZS9, l'unione di più zone ZS4 è avvenuta in base alle caratteristiche del dominio cinematico al quale ognuna delle zone veniva attribuita.

Oltre alla riduzione del numero di zone rispetto alla ZS4, la ZS9 è caratterizzata anche da modifiche dei limiti delle zone, che sono state effettuate tenendo conto dei nuovi dati relativi alle geometrie di singole sorgenti o di insiemi di queste. Si deve però tener presente che i confini geografici di molte zone di ZS9 rappresentano il frutto di un compromesso tra numerosi parametri, di conseguenza, sono affetti da un certo margine di incertezza. Per far fronte a questa problematica, nella redazione di ZS9 si è fatto ricorso ai "bordi morbidi", cioè ad una fascia (definita in chilometri) di dimensioni variabili, nella quale si produce uno smussamento della distribuzione della pericolosità, producendo così gradienti meno accentuati ai confini tra le diverse ZS.

2.4.2.1. Zonazione Sismogenetica dell'Appennino Meridionale

La geometria delle sorgenti sismogenetiche (Figura 2.7) della Campania e, più in generale, l'Appennino Meridionale (zone da 56 a 64 in ZS4 e zone da 924 a 928 in ZS9), in seguito alla realizzazione della zonazione sismogenetica ZS9, è stata sensibilmente modificata rispetto a ZS4 (*Rapolla, 2005*).



Figura 2.7: Zonazione Sismogenetica ZS9 dell'Appennino Meridionale (da AA.VV., INGV, 2004)

In particolare l'attuale zona 927 (Sannio-Irpinia-Basilicata) comprende tutte le precedenti zone di ZS4 coincidenti con il settore assiale della catena, fino al massiccio del Pollino, al confine calabro-lucano Essa racchiude l'area caratterizzata dal massimo rilascio di energia legata alla distensione generalizzata che, da circa 0.7 ma sta interessando l'Appennino meridionale. Il meccanismo di fagliazione individuato per questa zona è normale e le profondità ipocentrali sono comprese tra gli 8 e 12 km.

La zona 57 di ZS4, corrispondente alla costa tirrenica, è stata quasi integralmente cancellata, in quanto il *GdL INGV (2004)* ritiene che la sismicità di questa area non è tale da permettere una valutazione affidabile dei tassi di sismicità e, comunque, il contributo che verrebbe da tale zona sarebbe trascurabile rispetto agli effetti su questa stessa area delle sorgenti nella zona 927. La parte rimanente della zona 57, insieme alla zona 56 sono attualmente rappresentate dalla zona 928 (Ischia-Vesuvio), che include l'area vulcanica napoletana, con profondità ipocentrali comprese nei primi 5 km.

Nell'area al confine tra la catena e la Puglia, cioè l'area dell'avanfossa e dell'avampaese apulo, le nuove conoscenze sulla sismicità locale, suggerite dalla sequenza sismica del Molise del 2002 (*Di Bucci e Mazzoli, 2003; Valensise et al., 2004*), hanno comportato scelte che cambiano notevolmente le caratteristiche sismogenetiche dell'area ed hanno permesso di identificare sorgenti con direzione E-W, caratterizzate da cinematica trascorrente. E' stata così identificata:

nell'area garganica una zona 924 (Molise-Gargano)
orientata E-W, che include tutta la sismicità dell'area e la faglia di
Mattinata, generalmente ritenuta attiva;

 una zona 925 (Ofanto) la cui geometria trae in parte spunto dalla zona 62 di ZS4, ad andamento WNW-ESE;

 la zona 926 (Basento) ad andamento E-W, definita dall'allineamento di terremoti a sismicità medio-bassa nell'area di Potenza.

2.4.3. VALUTAZIONE DI AMAX

La valutazione delle distribuzioni di a_{max} con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, effettuate dal GdL INGV (2004) per la realizzazione della mappa di pericolosità sismica, sono state realizzate con il codice SEISRISK III, e nella valutazione sono state esplorate diverse alternative con un approccio ad albero logico (*GdL*, 2004). In particolare, sono state esplorate le differenti alternative relative a :

- intervalli di completezza del catalogo;
- modalità di determinazione di M_{max};
- modalità di calcolo dei tassi di sismicità;
- relazioni di attenuazione del moto del suolo.

A ciascun ramo dell'albero è stato dato un peso nel suo insieme: non sono state adottate pesature regionalizzate. Sono state inoltre modulate le relazioni di attenuazione di *Ambraseys et alii* (1996) e di *Sabetta e Pugliese (1996)*, utilizzando i coefficienti di *Bommer et alii (2003)*, solo per gli eventi di M = 6.0, per i quali il meccanismo di fagliazione è conosciuto con più certezza.

Le valutazioni di a_{max} sono state eseguite su una griglia di punti con passo di 0.05°, come previsto dall'Ordinanza (All.1 d) ed i risultati sono rappresentati in termini di valori dell'accelerazione di gravità g, mediante fasce colorate con passo di 0,025g.

Per quanto riguarda i rami dell'albero logico, sono state eseguite 16 valutazioni indipendenti. Utilizzando i relativi pesi, di queste mappe sono state poi calcolate la distribuzione della mediana, che rappresenta la mappa conclusiva (Figura 2.4), e la distribuzione dell'84mo percentile. I valori di a_{max} variano, nella mappa finale, da un minimo di 0,03g ed un massimo di circa 0,3g.

Per quanto riguarda le aree non comprese nelle ZS, sebbene vi possano avvenire terremoti con $M_W = 5$, ritiene che i valori di a_{max} dovuti alle zone contigue siano sufficientemente adeguati per la valutazione della pericolosità sismica.

2.5. PERICOLOSITÀ E CLASSIFICAZIONE SISMICA IN CAMPANIA

La carta della pericolosità sismica calcolata in base alle distribuzioni di amax con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, effettuate dal GdL INGV (2004), redatta in conformità alle disposizione dell'O.P.C.M. n°3274 del 2003, per la Campania prevede la presenza di 8 classi di a_{max}, con valori che variano gradualmente tra 0.075g lungo la costa a 0.275 nell'area dell'Irpinia, ad eccezione delle aree vulcaniche Vesuvio-Ischia-Campi Flegrei dove si hanno valori mediamente compresi tra 0.175g e 0.200g (Figura 2.8). Per quanto riguarda la distribuzione dell'84mo percentile, anche qui sono presenti in Campania 8 classi di a_{max} , con valori che variano tra 0.075g e 0.300g. Le differenze tra le due mappe sono in genere inferiori a 0.020g, fatta eccezione di una ristretta fascia al confine con la Puglia, dove si raggiungono valori compresi tra 0.040g e 0.050g.



Figura 2.8: Mappa di pericolosità sismica della regione Campania espressa in termini di a_{max} su suolo rigido cat A (AA.VV., INGV, 2004)

La classificazione sismica della Regione Campania, è stata aggiornata in seguito alla Delibera G.R. 7-11-2002 n.º 5447 (Figura 2.9).

Dalla classificazione dei comuni riportata nella delibera si evince che circa il 65% dei comuni della Campania rientra nella seconda categoria, circa il 23% in prima categoria, e l'11% in terza categoria.



Figura 2.9: Classificazione sismica 2004 della Regione Campania

Le aree che ricadono in prima categoria sono il Sannio-Matese e l'Irpinia, mentre le zone vulcaniche del napoletano sono classificate in seconda categoria. La classificazione sismica del territorio tiene conto non solo dell'ubicazione delle sorgenti sismiche, ma anche della propagazione dell'energia sismica con la distanza dalla sorgente e della eventuale amplificazione locale delle oscillazioni sismiche, prodotte dalle caratteristiche del terreno.

3. MICROZONAZIONE E RISPOSTA SISMICA LOCALE

3.1. MICROZONAZIONE SISMICA

La Microzonazione Sismica o Zonazione di Secondo Grado (Int. Geot. Ass., *TC4*. 1999: Rapolla, 2002) consiste nell'individuazione delle aree a differente risposta sismica nell'ambito di uno stesso comune. Con essa si forniscono carte di dettaglio delle variazioni degli effetti locali, con uno studio volto alla valutazione quantitativa della influenza che hanno le condizioni locali sul comportamento del territorio in relazione ad un evento sismico, raffinando quindi le conoscenze ottenute attraverso la Macrozonazione Sismica del Territorio Nazionale o Zonazione di Primo Grado (Int. Geot. Ass., TC4, 1999).

L'esigenza di questo studio nasce dal fatto che con la Zonazione di Primo Grado vengono delimitate, a grande scala, aree soggette a rischio sismico alle quali con la precedente normativa

veniva assegnato lo stesso grado di sismicità. Questo determina degli squilibri all'interno dell'area, in genere, tanto maggiori quanto più questa è estesa. Infatti, l'esame della distribuzione dei danni prodotti da un terremoto nello stesso territorio dimostra che le azioni sismiche possono assumere, anche a distanze piccole, caratteristiche differenti, in funzione delle diverse condizioni locali (morfologia superficiale, morfologia del substrato roccioso sepolto, presenza e profondità della falda freatica, caratteristiche geologiche del sottosuolo, presenza di faglie).

La *Microzonazione Sismica* rappresenta quindi l'attività svolta ai fini di una più dettagliata suddivisione di un territorio comunale in Sottozone, o Microzone, ad omogenea risposta sismica, nelle quali i valori di pericolosità sismica rispecchiano più rigorosamente le condizioni locali. L'individuazione di tali zone avviene attraverso un insieme di indagini e di studi effettuati allo scopo di valutare le caratteristiche geolitologiche, geomorfologiche, geosismiche e geotecniche dei litotipi presenti in un'area relativamente ancora vasta, qual'è il territorio comunale.

Mediante la *Microzonazione* vengono anche individuati i terreni dinamicamente instabili (quelli cioè che in caso di sollecitazione sismica possono essere soggetti a deformazioni permanenti, quali frane, liquefazione, addensamento, etc.) e stimate le accelerazioni che si possono determinare sui terreni dinamicamente stabili.

Il risultato dello studio viene sintetizzato in carte di dettaglio, (ad esempio, **Carte della Microzonazione in prospettiva sismica**, nella Regione Campania), da cui possono essere ricavate informazioni su eventuali limitazioni di natura urbanistica o suggerimenti per la progettazione degli edifici ed in generale per un razionale uso del territorio.

3.2. RISPOSTA SISMICA LOCALE

La geometria della struttura del sottosuolo, le variazioni dei tipi di terreni e delle sue proprietà con la profondità, le discontinuità laterali, e la superficie topografica sono all'origine delle larghe amplificazioni delle vibrazioni del terreno e sono stati correlati alla distribuzione del danno durante i terremoti distruttivi (*Aki, 1993; Bard, 1994; Faccioli, 1991, 1996; Chavez-Garcia et alii, 1996*).

Ai fini della riduzione del rischio sismico è importante riconoscere le aree in cui le oscillazioni del suolo sono più ampie e definire le frequenze con le quali esse tendono ad oscillare. L'azione esercitata localmente dagli strati più superficiali, che operano sia da filtro che d'amplificatore, costituisce quello che va sotto il nome d'Effetto di Sito.

Riconoscere in dettaglio le aree caratterizzate in media da simile Risposta di Sito, dovuto alle caratteristiche geologiche o alla topografia, è diventata una richiesta fondamentale negli studi geologici e geofisici relativi alle costruzioni.

Infatti, anche la nuova normativa sismica del territorio italiano (OPCM, n° 3274 2003), sottolinea l'importanza della conoscenza delle condizioni geologiche del sito per adeguare le tecniche di costruzione.

L'azione esercitata localmente dagli strati più superficiali, che operano sia da filtro sia d'amplificatore, può essere valutata mediante due differenti metodi si indagine:

- *Metodi Diretti o Strumentali*: basati sull'analisi e sull'elaborazione di dati di registrazioni sismometriche eseguite in sito;

- *Metodi Indiretti o Numerici*: basati sulla modellazione numerica di specifiche situazioni ben caratterizzate geometricamente e meccanicamente, tramite rilievi specifici e accurate indagini geologiche e geologico-tecniche.

3.2.1. EFFETTO DELLA GEOLOGIA SUPERFICIALE

E' ben noto che la geologia di superficie influenza il moto sismico. Due esempi di tali effetti sono San Francisco e Città del Messico. Le amplificazioni locali su sedimenti non consolidati sono state, le responsabili delle variazioni di intensità durante i terremoti, ad esempio, del 1906 di San Francisco e di Loma Prieta del 1989.

Un esempio classico degli effetti della geologia superficiale sulla risposta sismica locale, è anche il terremoto di Michoacan del 1985 (M = 8.1 e con epicentro nell'oceano Pacifico), ed i suoi effetti in Messico D.F. Il segnale registrato nei bordi del bacino sul quale sorge la città presentava ampiezza molto bassa; invece il segnale misurato nel centro della valle, dove sono presenti in superficie argille con caratteristiche geotecniche scadenti, mostra una grande variazione nella durata, nell'ampiezza e nello spettro. Per mezzo di modellizzazioni numeriche si è evidenziato che lo strato più superficiale di argilla ebbe un effetto decisivo nelle caratteristiche della scossa (*Chàvez-Garcia et Bard*, 1988: *Chàvez-Garcia*, 1991; Seed et alii. 1988).

Il fenomeno responsabile per l'amplificazione di moto nei sedimenti sciolti è l'intrappolamento delle onde sismiche a causa del contrasto di impedenza tra sedimenti e il *bedrock*.

L'interferenza tra queste "onde intrappolate" conduce a modelli di risonanza, la cui forma e la cui frequenza è legata alle caratteristiche geometriche e meccaniche della struttura. I modelli di risonanza sono molto semplici nel caso di 1-D, mentre divengono più complessi nel caso di strutture 2-D ed 3-D.

La frequenza alla quale si ha la risonanza, come la sua ampiezza, dipende dalle caratteristiche fisico meccaniche, geometriche e dinamiche degli strati del sottosuolo.

Per il caso più semplice di strati orizzontali di grande estensione laterale (per es. il centro di una valle di notevole ampiezza o nel caso di un problema monodimensionale), la

frequenza alla quale si produce l'amplificazione si ottiene dall'espressione

$$f_0 = \frac{V}{4h} \tag{3.1.}$$

dove f_0 è la frequenza di risonanza principale di uno strato, V è la velocità delle onde di taglio dello strato, e *h* il suo spessore

$$f_n = (2n+1)f_0 \tag{3.2.}$$

L'espressione 3.1. permette di ottenere il moto fondamentale, mentre la 3.2 è al sua armonica.

L'ampiezza del moto fondamentale per un modello monodimensionale si può stimare a partire dall'espressione 3.3. (*Bard et alii, 1986*)

$$A = \left(\frac{\rho_R V_R}{\rho_S V_S}\right) \left[1 - 0.5\pi D \left(\frac{\rho_R V_R}{\rho_S V_S}\right)\right]$$
(3.3.)

dove ρ è la densità del materiale (S suolo; R roccia), V è la velocità delle onde di taglio e D è l'attenuazione del suolo.

Quando la struttura è stratificata orizzontalmente quest'intrappolamento colpisce solamente le onde di volume, che viaggiano verso l'alto ed il basso negli strati superficiali.

In una geometria più reale, in cui i sedimenti di superficie formano una struttura più complessa in quanto sono presenti variazioni laterali di facies o/e di spessore, il problema risulta molto più complicato, perché si produce l'intrappolamento sia delle onde P ed S sia delle onde superficiali L ed R, con la generazione e la dispersione inoltre di queste ultime all'interfaccia tra gli strati (*Bard*, 1988).

L'effetto più chiaro della risonanza 2D è l'aumento della durata del segnale: le onde intrappolate negli strati superficiali viaggiano da una parte ad un'altra all'interno dei sedimenti fino a che si attenuano. Le onde di volume (P e S) subiscono riflessioni caratteristiche tra il limite superiore ed inferiore dei sedimenti; le onde superficiali, invece, viaggiano da un estremo ad un altro della valle, riflettendosi in essi. Queste ultime riflessioni producono

l'incremento nella durata della perturbazione, che è tanto più importante quanto maggiore è il carattere 2D o 3D dell'area e maggiore è il contrasto di impedenza col substrato roccioso. Tuttavia, i modelli attuali non sono capaci di spiegare incrementi nella durata del segnale tanto grandi come quegli osservati sperimentalmente (*Chàvez Garcja, 1991; Bard. 1988, 1996*).

Un altro fatto conosciuto è che il suolo amplifica il segnale solo in una parte dello spettro e produce l'effetto contrario (deamplificazione) in altre. *Aki (1988)* segnala al riguardo che il suolo amplifica per frequenze minori di 5 Hz. Per frequenze maggiori produce un filtraggio del segnale, dando allora la sensazione che è la roccia quella che amplifica.

La nuova normativa sismica italiana O.P.C.M. n. 3274/03, per la definizione dello spettro di risposta locale, a differenza dei provvedimenti legislativi passati, tiene finalmente specifico conto delle caratteristiche dei terreni di fondazione (*Rapolla, 2005*) ed ha infatti diviso in cinque diverse categorie di profilo stratigrafico, i

terreni che compongono i primi 30 m (le profondità si riferiscono al piano di posa delle fondazioni), classificandoli in base al valore V_{S30} che è la velocità media di propagazione entro 30 m di profondità delle onde di taglio e che viene calcolata con l'espressione 3.4.

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$
(3.4.)

dove h_i è lo spessore in metri dello i-esimo strato compreso nei primi 30 m di profondità, V_i è la velocità delle onde di taglio nello stesso strato; N è il numero di strati presenti nei primi 30 m di profondità.

Le cinque diverse categorie di profilo stratigrafico distinte sono:

A. Formazioni litoidi o suoli omogenei molto rigidi caratterizzati da valori di V_{S30} superiori a 800 m/s, comprendenti eventuali strati alterati superficiali di spessore massimo di 5 m B. *Depositi di sabbie o ghiaie molto addensate o argille molto consistenti*, con spessori di diverse decine di metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di V_{s30} compresi tra 360 m/s e 800 m/s.

C. Depositi di sabbie e ghiaie mediamente addensate, o argille di media consistenza, con spessori variabili da diverse decine fino a centinaia di metri, caratterizzati da valori di V_{s30} compresi tra 180 e 360 m/s.

D. Depositi di terreni granulari da sciolti a poco addensati oppure coesivi da poco a mediamente consistenti, caratterizzati da valori di V_{S30} <180 m/s.

E. Profili di terreno costituiti da strati superficiali alluvionali, con valori di V_{s30} simili a quelli di tipo C o D e spessore compreso tra 5 e 20 m, giacenti su un substrato di materiale più rigido con V_{s30} >800m/s.

Se il valore di V_{S30} per il sito in esame non è disponibile questo verrà classificato sulla base di N_{SPT} (per terreni prevalentemente granulari) o di c_u (per terreni prevalentemente coesivi).

In corrispondenza delle 5 categorie di suolo, viene definito mediante indagini di risposta sismica locale, uno spettro di risposta elastico differente, funzione dei parametri S (fattore che tiene conto della categoria del suolo di fondazione), T_B, T_C, T_D (periodi che separano i diversi rami dello spettro, dipendenti dalla categoria del suolo di fondazione).

In mancanza di accurate indagini di risposta sismica locale, si può accettare che tali parametri, per lo spettro di risposta elastico della componente orizzontale, assumano i valori riportati nella seguente tabella:

Categoria suolo	S	TB	T_C	TD
Α	1,0	0,15	0,40	2,0
B, C, E	1,25	0,15	0,50	2,0
D	1,35	0,20	0,80	2,0

Tabella 3.1

A questi corrispondono gli spettri riportati in Figura 3.1



Figura 3.1: Spettro di risposta elastico della componente orizzontale di moto

Per lo spettro di risposta elastico della componente verticale,

tali parametri assumono i valori riportati in Tabella 3.2:

Categoria suolo	S	TB	T_C	T_D
A, B, C, D, E	1,0	0,05	0,15	1,0

Tabella 3.2

A questi corrisponde lo spettro riportato in Figura 3.2



Figura 3.2: Spettro di risposta elastico della componente verticale di moto

In aggiunta alle cinque categorie di terreno descritte ne sono state aggiunte altre due, per le quali andranno eseguiti degli studi speciali per la definizione dell'azione sismica:

S1. Terreni che includono uno strato di almeno 10 m di argille/limi di bassa consistenza, con elevato indice di plasticità (PI>40) e contenuto di acqua, con $10 < c_u < 20$ kPa e caratterizzati da valori di V_{S30}<100 m/s.

S2. *Terreni soggetti a liquefazione*, argille sensitive, o qualsiasi altra categoria di terreno non classificabile nei tipi precedenti.

3.2.2. EFFETTO DELLA TOPOGRAFIA

È nota l'influenza della topografia sul segnale sismico, con effetti differenziali negli edifici situati in zone elevate come è stato osservato nei terremoti di Friuli in 1976 (*Bramati et alii, 1980*) ed Irpinia in 1980 (*Siro, 1982; Rippa e Vinale, 1983*), o nel terremoto di Kozani dEL 1995, NW Grecia (*Bard, 1997*).

L'osservazione della localizzazione dei danni mette in evidenza che l'influenza della geometria superficiale si risente maggiormente alla sommità del rilievo, e che in generale si produce amplificazione su topografie convesse (zone elevate con rilievo), e deamplificazione su topografie concave (zone basse e valli).

L'amplificazione del moto alla sommità dei rilievi va attribuito alla focalizzazione delle onde sismiche in prossimità della cresta del rilievo a causa della riflessione sulla superficie libera e all'interazione fra il campo d'onda incidente e quello diffratto (*Bard, 1982*).

L'effetto della topografia può essere in prima approssimazione valutato considerando un cuneo indefinito, nell'ipotesi di mezzo elastico, omogeneo ed isotropo (*Aki, 1988; Faccioli, 1991*), soggetto ad onde SH che si propagano verticalmente, con moto parallelo all'asse longitudinale del cuneo stesso (Figura 3.3).

Figura 3.3: Modello di Sanches-Sesma

Per questo schema geometrico *Sanchez-Sesma (1985, 1990)* hanno proposto una soluzione analitica, in cui i parametri del moto sono espressi in funzione dell'angolo al vertice del cuneo $\varphi=\theta\pi$ (0< $\theta\leq2$), dove nel caso di terreno orizzontale $\theta =1$, e il fattore d'amplificazione *A* è calcolato come rapporto tra l'ampiezza, *v*, dello spostamento secondo l'asse longitudinale in corrispondenza del vertice del triangolo, e quella delle onde incidenti, v_0 mediante l'espressione 3.5.:

$$A = \frac{v}{v_0} = \frac{2}{\theta} = \frac{2\pi}{\varphi}$$
(3.5.)

In base a questo modello, quindi, in presenza di un'irregolarità topografica, l'amplificazione delle onde SH dipende esclusivamente dalla forma geometrica del rilievo.

Gli studi degli effetti prodotti dalle irregolarità topografiche del terreno sulla risposta sismica locale si sono sviluppati soprattutto grazie alla modellizzazione numerica bidimensionale, che permette di analizzare le diverse situazioni geometriche che si possono presentare nel sottosuolo.

In particolare, negli ultimi anni, sono stati realizzati degli studi parametrici (*Geli et alii, 1988; Bard, 1994; Àlvarez, 1999*) i quali hanno messo in evidenza che: • il moto sismico in corrispondenza della cresta di un rilievo è amplificato rispetto alla base;

• l'amplificazione alla sommità del rilievo è condizionata dalle sue caratteristiche geometriche, in quanto si verificano fenomeni di focalizzazione quando la lunghezza dell'onda incidente λ è comparabile con la semilarghezza L della base del rilievo, ed in particolare l'amplificazione in sommità è maggiore quanto maggiore è il fattore di forma H/L, dove H è l'altezza del rilievo;

• lungo i fianchi di un rilievo tipografico si producono rapide variazioni del moto, sia in ampiezza sia in contenuto di frequenza, a causa dell'interazione tra onde incidenti ed onde diffratte, che possono produrre marcati movimenti differenziali.

Sulla base di queste considerazioni emerge che gli effetti d'amplificazione del moto sismico legati alla topografia devono essere tenuti presenti nella progettazione antisismica di una struttura localizzata sia in prossimità della sommità di un rilievo che lungo i fianchi. Anche la nuova normativa sismica italiana O.P.C.M. n. 3274/03, per la definizione dello spettro di risposta locale tiene conto degli effetti morfologici incrementando lo spettro di un fattore ulteriore, detto fattore di amplificazione topografica. In particolare nell'Allegato 4, al punto 2.2 la normativa sottolinea che "per strutture importanti erette sopra o in vicinanza di pendii con inclinazione > 15° e dislivello superiore a circa 30 m dovrà essere incrementata l'azione sismica di progetto S a_g , nell'espressione per il calcolo della risultante orizzontale delle forze d'inerzia applicate al baricentro della massa potenzialmente instabile, moltiplicandola per un coefficiente di amplificazione topografica S_T".

In assenza di studi specifici la normativa raccomanda che S_T assuma i seguenti valori seguenti:

Fattore di amplificazione topografica (S _T)						
Morfologia		Pendenza media a	ST			
Pendii scoscesi isolati	a	>15°	<1.2			
Larghezza in cresta molto inferiore alla	Â	15° ÷ 30°	<1.4			
larghezza di base	a	>30°	<1.2			

3.3. METODI DIRETTI PER LA VALUTAZIONE DELLA <u>RISPOSTA SISMICA LOCALE</u>

La determinazione della risposta sismica locale mediante l'analisi strumentale richiede l'acquisizione di dati attraverso campagne di registrazione eseguite in sito. Per tale scopo si utilizzano varie strumentazioni a seconda del parametro che si vuole acquisire.

Il tipo di strumento, le metodologie di acquisizione e la disposizione logistica variano in funzione della complessità geologica dell'area di studio, del metodo di elaborazione scelto e del tipo di risultato a cui si vuole pervenire.

Le registrazioni eseguite in un'area di studio possono riguardare rumore di fondo (microtremori) o eventi sismici di magnitudo variabile. Una volta acquisiti i dati, questi debbono essere filtrati e valutati in funzione delle informazioni sismologiche relative all'area in esame, in modo da poter definire la direzione del segnale sismico e la geometria della zona sismogenetica.

L'analisi strumentale può presentare diversi gradi di approfondimento ed affidabilità, in funzione del tipo di strumentazione usata, del tipo di elaborazione del dato di registrazione e , soprattutto, in funzione dell'intervallo di tempo dedicato alle misurazioni in sito.

Per la valutazione diretta della risposta sismica locale due sono le tecniche più usate (Figura 3.4):

• Metodo del Rapporto Spettrale, in cui si confrontano i dati registrati in un sito di riferimento con quelli registrati nel sito d'interesse;

• Metodo di Nakamura, in cui si effettuano registrazioni solo nel sito d'interesse.



Figura 3.4: 1 Metodo del rapporto spettrale e 2 Metodo di Nakamura

3.3.1. METODO DEL RAPPORTO SPETTRALE STANDARD

Una delle tecniche più comuni per valutare la risposta sismica locale è quella del *Rapporto Spettrale Standard* (*Borcherdt, 1970; Bonilla et alii, 1997*) che prevede l'uso del rapporto spettrale delle registrazioni dei terremoti.

Questo metodo consiste nel registrare più terremoti mediante un *array* di stazioni. Una di queste stazioni serve come riferimento e deve essere collocata sul substrato rigido, lontano dalla sorgente dell'effetto di sito. Normalmente, vengono usate le onde S per valutare i rapporti spettrali relativi alla stazione di riferimento, le cui registrazioni sono considerate libere dalle irregolarità topografiche o geologiche che devono essere stimate.

Questo tipo di metodo presenta però delle limitazioni nella valutazione della risposta sismica locale.

Una di queste limitazioni è legata al fatto che non tutti gli eventi registrati dalle stazioni posizionate sui terreni sciolti vengono registrati dalla stazione di riferimento posizionata sul substrato, in quanto in corrispondenza di quest'ultima l'amplificazione sarà minore. Ciò comporta la necessità di lunghi periodi di osservazione per poter registrare più terremoti in tutte le stazioni.

Un altro problema è dovuto alla difficoltà nel trovare un posto adatto per il posizionamento della stazione di riferimento. Inoltre, per realizzare esami della risposta di sito in un periodo ragionevole di tempo, questa tecnica è praticabile solo in regioni come la California ed il Giappone, dove il tasso di sismicità e i livelli segnale-rumore sono elevati (*Field et alii, 1990*).

3.3.2. Metodo dei Microtremori o di Nakamura

Con il termine microtremori si suole indicare tutte quelle vibrazioni del suolo di piccola ampiezza (1-10 microns) non dovuti ad eventi di breve durata, come terremoti o esplosioni (*Steinwachs*, *1974*), ma ad eventi naturali quali in vento, il moto ondoso, o ad eventi antropici, come il traffico; in questi casi il "rumore" antropico presenta dei ritmi giornalieri e influenza principalmente frequenze al di sopra di 1 Hz.

I microtremori possono essere di periodo breve o lungo. I microtremori di periodo breve (*short-period microtremors*) vengono spiegati come riflessioni multiple delle onde S o delle onde di superficie e presentano spettro di rumore della sorgente nullo nelle strutture del sottosuolo poco profonde con spessore di alcune decine di metri (*Allam and Shima, 1967*).
Lo spettro dei microtremori misurato in un sito è influenzato sia dalla caratteristiche della sorgente (effetto sorgente) sia dalle caratteristiche del sito (effetto di sito).

L'idea di valutare le caratteristiche di sito utilizzando le registrazioni dei microtremori fu proposta in un originale lavoro di *Kanai e Tanaka (1961)*. Essi misero in evidenza che il periodo predominante dello spettro orizzontale dei microtremori era collegato alle condizioni geologiche locali più superficiali.

Da allora in poi, è stato riscontrato che le caratteristiche di sito sono ben correlate con i periodi predominanti (*Ohta et alii, 1978*), e con le ampiezze degli spettri orizzontali dei microtremori osservati in sedimenti profondi (*Kagami et alii, 1982*), o con il rapporto spettrale delle componenti orizzontali dei microtremori tra due siti (*Seo e Samano, 1992*).

Nakamura (1989) propose il metodo del rapporto spettrale H/V dei microtremori (o QTS Quasi-Transfer Spectra) che è

caratterizzato dalla semplicità e dai tempi molto ridotti con cui si determina la frequenza di risonanza principale del suolo (f).

Esso si basa sulle seguenti assunzioni:

- la geometria del sottosuolo consiste di un substrato rigido
 sul quale è presente uno strato di terreno soffice;
- i microtremori sono formati da onde Rayleigh.

Il segnale registrato in un sito rappresenta l'effetto congiunto delle proprietà della sorgente della perturbazione, della traiettoria della vibrazione e della caratteristiche del sito.

Per determinare l'effetto al suolo per prima cosa deve essere eliminato il contributo della sorgente, ottenendo la funzione di trasferimento al suolo corretta per la sorgente.

Il metodo del rapporto H/V assume che lo spettro della sorgente, $S_S(f)$, possa essere valutato dal rapporto tra gli spettri relativi alle componenti verticali al suolo ed al basamento:

$$S_S(f) = \frac{V_S(f)}{V_B(f)}$$
(3.6.)

dove V_S e V_B sono l'ampiezza spettrale delle componenti verticali dei microtremori rispettivamente alla superficie (V_S) e alla base (V_B) dello strato sciolto.

La funzione di trasferimento del suolo che si vuole determinare è data dall'espressione:

$$Se(f) = \frac{H_{\mathcal{S}}(f)}{H_{\mathcal{B}}(f)}$$
(3.7.)

dove H_S e H_B sono gli spettri d'ampiezza delle componenti orizzontali dei microtremori misurati rispettivamente alla superficie (H_S) e alla base (H_B) dello strato soffice.

Per ottenere la funzione di trasferimento al suolo corretta per la sorgente bisognerà dividere l'espressione (3.7.) per la (3.6.) ottenendo:

$$TF(f) = \frac{Se(f)}{S_s(f)} = \frac{H_s(f)}{V_s(f)} \times \frac{V_B(f)}{H_B(f)}$$
(3.8.)

e, ponendo $\frac{V_B}{H_B} = 1$, in quanto Nakamura (1989) ha dimostrato

che lo spettro della componente verticale (V_B) e della componete orizzontale (H_B) al basamento sono uguali, si ottiene, in conclusione, che la funzione di trasferimento al suolo corretta per la sorgente, TF(f) è data dall'espressione 3.9.:

$$TF(f) = \frac{H_s(f)}{V_s(f)}$$
(3.9.)

Quindi, la funzione di trasferimento di un sito è data dal rapporto spettrale delle componenti orizzontali e verticali dei microtremori misurati in quel punto.

In molti casi la curva del rapporto spettrale H/V presenta un picco ad una frequenza (f_0) che è considerata la frequenza fondamentale del sito (Figura 3.5).



Figura 3.5: Esempio di frequenza fondamentale (f_0) ricavata dal rapporto H/V

Il grande vantaggio di questa tecnica è che la risposta del suolo può essere studiata con una singola stazione, senza quindi la necessità di utilizzare un intero *array* e di attendere lunghi tempi per registrare terremoti significativi.

La tecnica di Nakamura è stata applicata con successo da Ohmachi et alii (1991) e Dravinski et alii (1991), per interpretare i dati dei microtremori nell'area di San Francisco. Inoltre, Lermo (1992) analizzando le registrazioni dei microtremori in quattro diverse città del Messico e Lermo et alii (1993) utilizzando questo metodo per le registrazioni effettuate nelle città di Oaxaca, Acapulco e Città del Messico, hanno ottenendo un buon accordo con i risultati del rapporto spettrale standard ottenuto usando le registrazioni delle velocità dei terremoti. Anche Seekins et alii (1996) hanno notato una buona correlazione confrontando i dati di amplificazione ottenuti dai microtremori con quelli delle onde S e delle registrazioni delle code in cinque siti delle città di San Francisco. Ansal et alii (2001), che hanno effettuato un confronto

tra i test *in situ*, la distribuzione del danno, e la zonazione dell'amplificazione ottenuta dal rapporto spettrale H/V dei microtremori per la città di Dinar (Turchia Occidentale), hanno concluso che le misurazioni dei microtremori possono essere utilizzati per stimare l'amplificazione di sito. Anche *LeBrun et alii* (2001), che hanno utilizzato tre diverse tecniche per determinare l'effetto di sito nella città di Grenoble, ritengono che il metodo di Nakamura è da considerarsi un buono metodo per ottenere una mappa della frequenza di risonanza fondamentale di una città, che potrà essere utilizzata negli studi di microzonazione, insieme ai dati geotecnici, per determinare aree caratterizzate dalla stessa risposta di sito.

Inoltre, *Delgado et alii (2000)* hanno evidenziato la possibilità di stabilire una relazione tra la frequenza di risonanza principale di uno strato, il suo spessore e la velocità delle onde S. Infatti, gli autori, partendo dal fatto che in letteratura era già stato ampiamente dimostrato che il metodo del rapporto spettrale H/V dei

microtremori (o QTS *Quasi-Transfer Spectra*) è valido per determinare la frequenza di risonanza principale degli strati (*Field and Jacob, 1993; Lermo and Chàvez-Garcìa, 1993; Lachet and Bard, 1994; Duval, 1994; Field et alii, 1995; Fischer et alii, 1995*) e visto che lo spessore e la frequenza di risonanza principale di uno strato sono collegate a V_S (velocità delle onde di taglio) dalla relazione 3.10.

$$f = \frac{V_s}{4Z} \tag{3.10.}$$

dove f è la frequenza di risonanza principale di uno strato e Z la profondità, hanno cercato di trovare una relazione tra f e Z in quanto ciò equivale a trovarla anche con V_s.

In base ai dati geologici, geotecnici e di registrazioni di microtremori, a loro disposizione relativi al bacino di Bajo Segura in Spagna, hanno determinato sperimentalmente la relazione 3.11. tra $f \in Z$ in cui si ha:

$$Z = 55,64 f^{-1,268} \tag{3.11.}$$

Avendo a disposizione i dati dei sondaggi stratigrafici hanno potuto inoltre, confrontare i valori di Z calcolati mediante tale relazione con i valori reali, evidenziando un errore del 15%.

Basandosi su tale relazione hanno poi calcolato la relazione 3.12., esistente tra V_s e Z:

$$V_{\rm S} = 95Z^{0,212} \tag{3.12.}$$

Le applicazioni pratiche di questa relazione hanno dimostrato che le stime dello spessore degli strati sono estremamente buone, e che questo metodo è anche utile per ottenere informazioni sulla struttura profonda di un bacino, anche se la relazione ottenuta non è risultata priva di errori dovuti essenzialmente a due fattori:

- 1 alla semplificazione intrinseca del modello, che prevede un'omogeneità nella variazione di V_s nell'intera area di studio;
- 2 il modello si basa su 2 strati (strato superficiale e basamento), mentre nella realtà possono essere di più.

D'altra parte molti lavori (tra cui anche Lachet et alii, 1996; Theodulidis et alii, 1996; Bindi et alii, 2000) mettono in evidenza che non sempre utilizzando il metodo di Nakamura si possono individuare le frequenze di amplificazione ed in ogni caso non è possibile effettuare una stima del coefficiente di amplificazione, in quanto i valori che si ottengono risultano sempre notevolmente più bassi di quelli ricavati nelle stesse condizioni dai rapporti spettrali al riferimento.

3.4. ANALISI NUMERICA PER LA VALUTAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE

L'analisi numerica consiste nella modellazione di situazioni reali mediante un'appropriata e dettagliata caratterizzazione geometrica e meccanica del sito, e nella valutazione della risposta sismica locale tramite codici di calcolo matematico più o meno sofisticati. Questi ultimi sono basati su opportune semplificazioni e riduzioni del problema, necessarie ma comunque di influenza trascurabile sul risultato finale (*C.E.R.I., 2004*).

Dall'inizio degli anni '70 sono stati sviluppati una notevole quantità di codici di calcolo che richiedono tutti come moto di *input* un accelerogramma digitalizzato ad un intervallo di tempo costante (T), considerato come un'onda piana nell'ipotesi di condizioni di *far field* (sorgente molto lontana rispetto al sito di analisi). Essi si distinguono in monodimensionali, bidimensionali e tridimensionali.

3.4.1. CODICI DI CALCOLO MONODIMESIONALI

I codici di calcolo monodimensionali vengono utilizzati per modellizzare sezioni del sottosuolo in cui sono presenti uno o più strati piano-paralleli e non c'è variazione litologica laterale. In tal caso si considera la sola dimensione della profondità, trascurando le altre due dimensioni.

Le procedure di calcolo considerano, nella soluzione dell'equilibrio dinamico del sistema, il legame non lineare attraverso due tipologie di analisi :

• Analisi lineare equivalente, che consiste nell'esecuzione di una sequenza di analisi lineari complete, con aggiornamento successivo dei parametri di rigidezza e smorzamento fino al soddisfacimento di un prefissato criterio di convergenza;

• Analisi non lineare incrementale, con integrazione passopasso delle equazioni del moto, modificando contestualmente i

valori dei parametri di rigidezza e smorzamento (*Lanzo e Silvestri*, 1999).

Tra i programmi di calcolo che usano l'analisi lineare equivalente il più noto è SHAKE (*Schnabel et alii, 1972; Idriss e Sun, 1992*). Esso adotta il modello a strati continui, in cui il terreno è schematizzato come un mezzo continuo ed ogni strato è assunto omogeneo ed a comportamento viscoelastico lineare. In particolare, i parametri che caratterizzano lo strato i-esimo sono: lo spessore h_i , la densità ρ_i , il modulo di taglio G_i ed il fattore di smorzamento D_i .

Il processo di calcolo è iterativo ed utilizza per ogni iterazione l'analisi di Fourier. In particolare si parte dall'accelerogramma di *input*, si calcola lo spettro di Fourier applicato alla base di ogni strato e quello applicato in superficie, ed attraverso la funzione di trasferimento, si calcolano l'accelerogramma di superficie ed i relativi spettri di risposta in accelerazione, velocità e spostamento.

La procedura di iterazione sui parametri consiste nel calcolare ad ogni iterazione (ciclo k) un valore di deformazione tangenziale γ ,

che va inteso come mediamente rappresentativo della storia irregolare di deformazione dello strato stesso, ed è espresso come aliquota β del valore massimo di $\gamma(t)$ (in genere $\beta = 0,6-0,7$. tipicamente 0,67) (*Lanzo e Silvestri, 1999*). In funzione di tale valore medio, caratteristico della deformazione di taglio, si aggiornano, tramite le curve di decadimento G/G_0 e di smorzamento, i valori di rigidezza e smorzamento da utilizzarsi nel ciclo di iterazione successivo.

Il numero di cicli k va iterato fino a che il valore di deformazione tangenziale γ , caratteristico di un ciclo, non sia uguale a quello del ciclo precedente a meno di un valore di tolleranza prefissato, che generalmente è dell'ordine della 3^a cifra decimale.

Tra i programmi di calcolo che usano l'analisi non lineare incrementale il più noto è il DESRA (*Lee e Finn, 1978*), che utilizza come modello quello a masse concentrate. In esso il terreno viene suddiviso in strati. La stratigrafia viene ricondotta ad una serie di

masse concentrate in corrispondenza della superficie di separazione degli strati e collegate tra loro da molle e smorzatori viscosi in modo da costituire un sistema a *n* gradi di libertà. I parametri che caratterizzano questo sistema sono gli spessori h_i , le masse m_i , le rigidezze delle molle k_i ed i coefficienti di smorzamento viscoso c_i . Le masse, le rigidezze e gli smorzamenti del sistema discretizzato si ottengono dalle corrispondenti grandezze riferite all'elemento di volume, mentre l'equilibrio dinamico dell'intero sistema è ottenuto mediante una serie di equazioni differenziali in cui sono presenti le matrici delle masse, delle rigidezze e degli smorzamenti. Poiché si lavora in ipotesi di non linearità dei parametri meccanici, ciò comporta il continuo aggiornamento, passo dopo passo, delle matrici di rigidezze e smorzamenti, e pertanto, costringe, ad operare nel dominio del tempo.

In questa procedura si assumono legami per il modulo di taglio $G(\gamma)$ e di smorzamento $D(\gamma)$ associativi, cioè un'unica legge $\tau(\gamma)$ che descrive con continuità i rami di carico e scarico del ciclo di

isteresi, legando lo smorzamento alla non linearità. Il modello fa inoltre riferimento ad un'espressione semi-empirica che lega la sovrappressione neutra Δu alla deformazione γ ed alla storia di sollecitazione ciclica, ed aggiorna i parametri meccanici (in particolare la rigidezza) in relazione all'accumulo di Δu .

3.4.2. CODICI DI CALCOLO BIDIMESIONALI

I codici di calcolo bidimensionali sono validi in situazioni del sottosuolo caratterizzate da eterogeneità laterali, in cui la geometria più complessa richiede che, oltre ad analizzare la variazione dei parametri lungo la dimensione della profondità, venga presa in considerazione anche un'altra delle dimensioni spaziali.

I modelli bidimensionali ricorrono a differenti metodi matematici, tra cui il metodo degli elementi finiti (FEM) ed il metodo degli elementi al contorno (BEM), che rispettivamente discretizzano un dominio o la sua frontiera, tenendo adeguatamente conto sia dell'eterogeneità sia delle condizioni al contorno.

In particolare, tra i codici di calcolo bidimensionali che utilizzano il metodo degli elementi finiti il più noto è il QUAD-4 (*Idriss et alii, 1973*), che opera nel dominio del tempo, e che ha avuto ampia diffusione in quanto tiene efficacemente in conto la variazione di geometria del substrato a differenza di un altro codice di calcolo, il FLUSH (*Lysmer et alii, 1975*) che opera nel dominio delle frequenze e considera il tetto del *bedrock* a giacitura orizzontale.

Nel QUAD-4 la procedura numerica richiede di suddividere il dominio in una maglia di elementi quadrilateri o in alternativa triangolari, le cui dimensioni (H ed L) devono soddisfare precise relazioni. In particolare:

$$H \le \frac{V_{S\min}}{5f_{\max}} \tag{3.13.}$$

dove *H* è l'altezza dell'elemento, $V_{S min}$ è il valore minimo di V_S presente nel modello e f_{max} è la massima frequenza che si vuole analizzare;

mentre L sarà data dall'espressione 3.14.

$$L \le 10h_{\max} \tag{3.14.}$$

dove il substrato è più profondo, e dall' espressione 3.15.

$$L \le 5h_{\max} \tag{3.15.}$$

presso la frontiera laterale dove il *bedrock* è meno profondo.

Nel QUAD-4 il moto sismico di riferimento può contenere sia la componente orizzontale sia quella verticale. Esso è applicato simultaneamente su tutti i nodi di base, il che produce risultati poco attendibili alla frequenze più elevate (*Lanzo e Silvestri, 1999*). Il sistema è risolto mediante integrazione passo-passo con parametri costanti per l'intera durata del sisma. I parametri richiesti sono la geometria, la densità, il coefficiente di Poisson, il modulo di taglio iniziale G_0 , lo smorzamento iniziale e le curve che descrivono il comportamento non lineare dei materiali. Al termine di ogni iterazione, le matrici di rigidezza e smorzamento vengono aggiornate con un criterio del tutto simile a quello adoperato dallo SHAKE ($\gamma = \beta \gamma_{max}$).

4. CORRELAZIONI V_S/N_{SPT} PER LA VALUTAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE

Per determinare le caratteristiche dinamiche del sottosuolo e poter così definire la Categoria di suolo, si può ricorrere o a dati di prospezione geo-sismica, più o meno complessi (rifrazione, riflessione, tomografia bidimensionale), oppure ad altre metodologie geofisiche quali i metodi di sismica in foro (downhole, cross-hole, up-hole) che permettono di misurare direttamente le velocità delle onde di taglio (V_S). Inoltre, la nuova normativa sismica italiana O.P.C.M. n. 3274/03 prevede che qualora il valore di V_{s30} per il sito in esame non sia disponibile, questo potrà essere classificato sulla base del parametro N_{SPT} (Numero dei colpi) che si ricava dall'omonima prova SPT.

Le prove SPT "Standard Penetration Test" sono prove in sito che si definiscono dinamiche, riferendosi alla modalità di applicazione dei carichi con cui si fa avanzare l'utensile di prova,

che avanza nel terreno sotto i colpi di un maglio di 72kg lasciato cadere da un'altezza di 70cm (Figura 4.1).

Le prove penetrometriche di tipo dinamico (SPT) vengono eseguite misurando il numero di colpi necessario per far penetrare nel terreno l'attrezzo per i primi, secondi e terzi 15cm. L'indice misurato viene indicato con il simbolo N_{SPT} e rappresenta il numero di colpi per la penetrazione dei secondi e terzi 15cm.



Figura 4.1: Prove SPT "Standard Penetration Test"

La possibilità di utilizzare il valore N_{SPT} , per poter determinare il valore di V_{S30} si basa sulla presenza in letteratura un molteplici equazioni empiriche che mettono in relazione V_S e N_{SPT} . Infatti, gli studi di correlazione, sviluppati principalmente negli Stati Uniti ed in Giappone fin dagli anni '70, hanno fornito numerose relazioni tra V_s ed N_{SPT}, di sui alcune sono riportate in Tabella 4.1

Uno dei primi studi sulle correlazioni fu realizzato da *Ohsaki e Iwasaki (1973).* Essi, analizzando circa 200 campioni di terreni sabbiosi poco coesivi di circa 200 siti localizzati in Giappone, hanno determinato la relazione tra il modulo di taglio *G* ed il numero di colpi N_{SPT}. Da questa relazione, essendo $G=\gamma V_S^2$, si ricava la velocità delle onde di taglio. Tale relazione ha però un coefficiente di correlazione piuttosto basso (R=0,78).

Ohta e Goto (1978), in seguito all'analisi di un elevato numero di dati (circa 300 campioni), hanno formulato 15 differenti correlazioni, delle quali alcuni sono riportate in Tabella 4.1. In essa V_S è espressa in ft/s, è sono tenute presenti, oltre al valore N_{SPT}, diverse variabili, quali il tipo di terreno, l'età del deposito e la profondità. L'equazione che fornisce il valore più accurato di velocità delle onde di taglio è quella che include tutte le variabili. In seguito *Imai et alii (1982)*, nel loro studio, hanno analizzato le correlazione tra V_S ed N_{SPT} per le argille, le sabbie e le ghiaie, formulando tre differenti correlazioni (Tabella 4.1) in funzione del tipo di terreno attraversato, in cui la V_S è espressa in m/s;

Imai e Tonouchi (1982), in seguito a numerose prove eseguite su diversi tipi di terreni sabbiosi, hanno stabilito una relazione tra G e il numero di colpi delle prove penetrometriche SPT da cui, essendo G funzione di V_s , è possibile determinare la velocità delle onde trasversali (Tabella 4.1).

Seed et alii (1986), nel loro studio su terreni sabbiosi e ghiaiosi non coesivi, hanno proposto una relazione tra il modulo di taglio G ed K_2 , coefficiente del modulo di taglio, che è principalmente funzione delle dimensioni dei granuli delle particelle del terreno, della densità relativa del terreno, e della tensione di taglio presente nel terreno. Tale coefficiente può essere determinato attraverso la relazione 4.1.

$$(K_2)_{\max} \cong 20(N_1)_{60}^{\frac{1}{3}}$$
 (4.1.)

che permette di determinare $(N_1)_{60}$ mediante la relazione 4.2.

$$(N_1)_{60} = N_{60}C_N \tag{4.2.}$$

dove N_{60} è il numero di colpi corretto in funzione delle caratteristiche del peso della massa battente, della lunghezza dell'asta e del diametro della perforazione, mentre C_N è un fattore di correzione che viene comunemente calcolato mediante la seguente equazione 4.3. (*Liao e Whitman, 1986*)

$$C_N = \left(\frac{Pa}{\sigma'_{\nu}}\right)^{0.5} \tag{4.3.}$$

da cui sostituendo l'equazione (4.2.) nella (4.3.) si ottiene il valore di G mediante l'equazione 4.4.

$$G_{max} = 20(N_1)_{60}^{1/3} (s'_m)^{0.5}$$
(4.4.)

da cui, tenendo sempre presente che $G=\gamma V_S^2$, si può ricavare la velocità delle onde di taglio.

Mele e Rapolla (1995), in seguito alla analisi dei dati delle SPT relative alle piroclastici sciolte del napoletano, hanno formulato una relazione (Tabella 4.1) con la velocità delle V_s che è in buon accordo con quella proposta da *Ohta e Goto (1978)* e da *Imai e Tonouchi (1982)*.

Fear e Robertson (1995) hanno analizzato campioni di sabbie provenienti da Ottawa e dall'Alaska per determinare S_u mediante prove di sito, combinando la teoria dello stato critico della meccanica dei terreni con la misure della velocità delle onde di taglio. Essi considerano che V_{S1} (velocità delle onde di taglio normalizzata in m/s) può essere correlata con l'indice dei vuoti (e) per determinare Su.

Per poter confrontare il metodo da loro proposto con quelli esistenti in letteratura gli Autori convertirono i valori di V_{S1} ai valori di $(N_1)_{60}$, usando una versione modificata delle relazioni proposte da *Yoshida et alii (1988)* dopo aver normalizzato V_S a V_{S1} mediante la seguente espressione

$$V_{S1} = V_S \left(\frac{Pa}{\sigma'_v}\right)^{na+nb}$$
(4.5.)

dove *Pa* è uguale a 100 KPa, na=nb=0,125 ed σ'_v è lo stress effettivo verticale.

Gli Autori hanno proposto due differenti equazioni (Tabella 4.1) a causa delle differenti caratteristiche di compressibilità dei terreni esaminati. Infatti le sabbie di Ottawa risultano relativamente incompressibili, a differenza delle sabbie dell'Alaska per le quali viene proposta una diversa relazione che da valori della resistenza alla penetrazione più bassi a parità di V_{S1} considerata, rispetto a quelli delle sabbie di Ottawa.

Andrus e Stokoe (2000) hanno analizzato, al fine di determinare la resistenza alla liquefazione, campioni di sabbie oloceniche non cementate con un contenuto di particelle fini <10%, provenienti da siti localizzati negli Stati Uniti, a Taiwan, in Giappone ed in Cina e hanno proposto la relazione 4.6.

$$V_{S1} = B_1 [(N_1)_{60}]^{B_2}$$
(4.6.)

in cui ponendo B_1 =93,2±6,5 e B_2 =0,231±0,022 per terreni con contenuto fine <10% si ottiene l'equazione riportata in Tabella 4.1.

Piratheepan e Andrus (2002) hanno analizzato 63 coppie di dati V_s ed N_{SPT}, di cui 34 di prove eseguite in California, 13 a Taiwan, 10 in Giappone e 6 in Canada su campioni di terreni olocenici (<10.000 anni). I parametri che gli Autori hanno preso in esame sono la velocità delle onde di taglio non corretta (V_S) , la velocità delle onde di taglio corretta in funzione dello stress (V_{S1}) , il numero dei colpi corretti in funzione dell'energia (N₆₀), il numero dei colpi in funzione dell'energia corretti in funzione dello stress $[(N_1)_{60}]$, la profondità (D), il contenuto di particelle fini (FC). Essi hanno raggruppato i dati in funzione di FC e, considerando le varie delle differenti proprietà del terreno, combinazioni hanno sviluppato un totale di 34 differenti equazioni di regressione, delle quali le sei più utili sono riportate in Tabella 4.1.

Confrontando i valori misurati di V_s con quelli predetti essi hanno evidenziato un'ottima corrispondenza. Inoltre gli Autori confrontando le equazioni di correlazione V_s - N_{60} del loro studio con quella proposta da *Ohta e Goto (1978)* per le sabbie fini prelevate ad una profondità di 10m (Figura), hanno messo in evidenza che l'equazione di *Ohta e Goto (1978)* sovrastima V_S per N_{60} <20.



Figura 4.2: confronto tra l'equazione di *Piratheepan e Andrus (2002)* con l'equazione di *Ohta e Goto (1978)*

Inoltre gli Autori hanno confrontato le equazioni di correlazione V_{S1} -(N1)₆₀ del loro studio con quelle proposte da *Yoshida et alii (1988)* per sabbie fini, da *Fear e Robertson (1995)* sia per le sabbie di Ottawa che per le sabbie dell'Alaska, e da *Andrus e Stokoe (2000)*.



Figura 4.3: Confronto tra equazioni di Piratheepan e Andrus (2002) con l'equazione di Yoshida et alii (1988), di Fear e Robertson (1995) e di Andrus e Stokoe (2000)

Da tale confronto si è ricavato una buona correlazione tra queste differenti equazioni ad eccezione dell'equazione di *Fear e Robertson (1995)* per le sabbie dell'Alaska, che presenta una curva di regressione nettamente differente.

Nella Tabella 4.1sono riportate alcune di tali correlazioni ed in Figura 4.4 e Figura 4.5 sono presentati i confronti tra le correlazioni proposte da diversi studiosi rispettivamente per le sabbie e per le argille. Le correlazioni empiriche V_S-N_{SPT}, possono però essere caratterizzate da una notevole dispersione dei dati sperimentali rispetto alla retta di regressione, per tale motivo, pur prevedendo la nuova normativa sismica italiana O.P.C.M. n. 3274/03 il loro utilizzo per la definizione della Categoria di suolo, esse devono essere utilizzate con molta cautela, avendo ben chiaro quelle che sono le relazioni sforzi/deformazioni nelle rocce (*Carrara e Rapolla, 1984*).

Tabella 4.1

AUTORE	RELAZIONE	TIPO DI MATERIALE	UNITA' DI	OSSERVAZIONI
			MISURA	
Ohsaki e Iwasaki (1973)	G=120N ^{0,8}	Terreni sabbiosi poco coesivi		R=0,78
Ohta & Goto (1978)	$V_{\rm S}=280N_{\rm SPT}^{0,340}$		V _s in ft/s	
Ohta & Goto (1978)	$V_{\rm S}$ =284,9 $N_{\rm SPT}^{0,340}$ S		V _S in ft/s	S= 1 per l'argilla S= 1.018 per la sabbia S= 1.086 per la ghiaia
Ohta & Goto (1978)	$V_{\rm S}$ =155,3 $N_{\rm SPT}^{0,254}$ H ^{0,222}		V _s in ft/s	H è la profondità espressa in ft
Ohta & Goto (1978)	$V_{S} = 156, 3N_{SPT}^{0.218} H^{0.228} S$		V _s in ft/s	S= 1 per l'argilla S= 1.073 per la sabbia S= 1.199 per la ghiaia
Ohta & Goto (1978)	V _S =793N _{SPT} ^{0,173} H ^{0,195} SG		V _s in ft/s	S= 1 per l'argilla S= 1.085 per la sabbia S= 1.189 per la ghiaia G=1 per età geologica alluviale G=1.306 per età geologica diluviale
Imai & alii (1982)	$V_{S}=75,4N_{SPT}^{0.351}$ $V_{S}=87,8N_{SPT}^{0.292}$ $V_{S}=107N_{SPT}^{0.274}$	Ghiaia Sabbia Argilla	Vs in m/s	
Imai & Tonouchi (1982)	$G_d = 144 N^{0,68}$	Sabbia	G_d in kg/cm ²	R= 0,867
Sykora e Stokoe (1983)	$V_{\rm S} = 330 N_{60}^{0.29}$	Terreni granulari	V _s in ft/s	

AUTORE	RELAZIONE	TIPO DI MATERIALE	UNITA' DI	OSSERVAZIONI
			MISURA	
Seed et alii (1983)	$V_{S} = 185 N_{60}^{0.5}$	Sabbie e Sabbie argillose	V _s in ft/s	
Seed et alii (1986)	$G_{max} = 20(N_1)_{60}^{1/3}(s'_m)^{0,5}$	Terreni granulari	G_{max} e s' _m in	
			lb/ft ² ;	
Yoshida et alii (1988)	$V_{\rm S}=49{\rm Nj}_{\rm v}^{0,25}\sigma'_{\rm v}^{0,14}$	Terreno fine	Vs in m/s	Nj=60/78 (N60) come suggerito
	$V_{S=}56Nj^{0,25}\sigma'_{v}^{0,14}$	Terreno da fine a grossolano	s' _v in KPa	da Lum & Yan (1994); s' _v =100KPa
Mele e Rapolla (1995)	Vs=96N _{SPT} ^{0,38}	Sabbia	V _s in m/s	
Dickenson (1994)	$V_{s}=290(N_{60}+1)^{0.29}$	Sabbie	V _s in ft/s	
Fear e Robertson (1995)	$V_{S1} = 89.8(N_1)_{60}^{0.25}$	Sabbie di Ottawa	V _{S1} in m/s	
Andrus a Stalzas (2000)	$V_{S1} = 113(1N_1)_{60}$ $V_{-03} = 2(N_1)^{-0,231}$	Sabbia non plastiche con	V in m/s	
Andrus a Stokoe (2000)	$v_{S1} = 33,2(1v_1)_{60}$	FC<10%	v _{S1} III III/S	
Piratheepan e Andrus	$V_{\rm S} = 66,7 N_{60}^{0,248} Z^{0,138}$	Sabbie con FC<10%	$V_{s} e V_{s1}$ in m/s	$R_{=}^{2}0,823$
(2002)	$V_{\rm S} = 72,3 N_{60}^{0,228} Z_{0,152}^{0,152}$	Sabbie con FC=10-35%	Z in m	$R_{=0,951}^{2}$
(2002)	$V_{\rm S} = 72,9 N_{60}^{0,224} Z^{0,130}$	Sabbie con FC<40%		$R_{=0,788}^2$
	$V_{S1} = 95,5(N_1)_{60}^{0,226}$	Sabbie con FC<10%		$R_{=0,688}^2$
	$V_{S1} = 103(N_1)_{60}^{0,205}$	Sabbie con FC=10-35%		$R_{=0,878}^{2}$
	$V_{S1} = 102(N_1)_{60}^{0,205}$	Sabbie con FC<40%		$R_{=}^{2}0,719$
Andrus et alii (2003)	$(V_{S1})_{CS} = 87,7[(N_1)_{60CS}]^{0,253}$	Sabbie non cementate	$(V_{S1})_{CS}$ in m/s	$R^2=0,719$



Figura 4.4: Esempio di Correlazione Sperimentale tra piroclastici a granulometria sabbiosa: 1) $V_s=96N_{SPT}^{0.38}$ (*Mele e Rapolla, 1995*). Sono riportate per confronto anche le Correlazione 2) : $V_s = 97 N_{SPT}^{0.314}$ (*Imai & Tonouchi, 1982*); Correlazione 3): $V_s = 87.8 N_{SPT}^{0.292}$ (*Imai & alii, 1982*); Correlazione 4): $V_s=284.9 N_{SPT}^{0.340}$ S con S=1.018 (*Ohta & Goto, 1978*); Correlazione 5): $V_s=280 N_{SPT}^{0.340}$ (*Ohta & Goto, 1978*) per terreni sabbiosi, in diagramma bilogaritmico.



Figura 4.5: Esempio di confronto tra le Correlazioni 1 $V_s=284.9N_{SPT}^{0.340}S$ con S=1 (*Ohta & Goto, 1978*); Correlazione 2 $V_s=107 N_{SPT}^{0.274}$ (*Imai & alii, 1982*) per terreni argillosi, in diagramma bilogaritmico

5. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA Studiata

5.1. CONOSCENZE GEOLOGICHE

La città di Avellino è posizionata in una profonda depressione strutturale delimitata ad est dai M.ti Picentini, a sud dai M.ti di Sarno e ad ovest dai M.ti di Avella.

Dall'osservazione del Foglio n. 185 «Salerno», della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Figura 5.1), si nota che i terreni affioranti nella zona di studio sono:

- Calcari giurassico-cretacici;
- Flysch miocenico;
- Depositi argilloso-marnosi altomiocenici;
- Prodotti dell'Ignimbrite Campana.



Figura 5.1: Stralcio del Foglio n. 185 «Salerno», della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

5.1.1. CALCARI GIURASSICO-CRETACICI

Il substrato dell'area di Avellino, come si evince dalla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (*Sgrosso, 1971*), è costituito da potenti successioni di piattaforma carbonatica, di età giurassicocretacico superiore. Tali successioni carbonatiche, riferibili all'unità stratigrafico-strutturale dei M.ti Picentini (*Bonardi et alii, 1988*), sono formate da calcari, calcari dolomiti e dolomie grigie, avana, marroncine e biancastre, variamente alterati. I calcari cretacici sono generalmente detritici, ma non mancano livelli conglomeratici e bioclastici che diventano predominanti in alcune aree del M.te Partenio e del M.te Terminio (*Sgrosso, 1971*).

Studi geoelettrici effettuati in Irpinia, per ricostruire la struttura profonda della catena, hanno messo in evidenza che il top dell'Unità Carbonatica, nell'area di studio, si rinviene ad una profondità variabile tra i 500-1000 m (*Ortolani et alii, 1976*).

5.1.2. FLYSCH MIOCENICO

I depositi miocenici, affioranti nell'area di studio, vengono descritti, nella Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Sgrosso, 1971), come una successione di arenarie micacee giallastre con intercalazioni di argille, argille siltose, marne arenacee e puddinghe con matrice arenacea. Nella parte basale di tale successione sono presenti caratteristici blocchi appartenenti alla serie calcarea. Tale successione è riferibile alla Formazione di Castelvetere (Pescatore et alii, 1970). Questa formazione, di età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Patacca et alii, 1990), è stata interpretata come un deposito di avanfossa (Pescatore, 1988), che si è formato nella zona occidentale del Bacino Irpino (Cocco et alii, 1972), ed è caratterizzata da un'alternanza ritmica di strati torbiditici in cui si intercalano potenti intervalli caotici di materiale alloctono e della piattaforma carbonatica interna, messosi in posto per scivolamenti
gravitativi. Tale materiale, che si rinviene a più altezze stratigrafiche, mette in evidenza una notevole instabilità del bacino e conferisce alla formazione, specialmente nella porzione basale, tipiche caratteristiche di Wildflysch (*Ogniben, 1963*).

Questa formazione poggia, in contatto stratigrafico discordante, sui depositi calcarei ed è troncata al tetto da depositi alloctoni (Argille Varicolori s.l.) o dai sedimenti del successivo ciclo Messiniano-Pliocene inferiore (*Pescatore et alii 1970*).

5.1.3. Depositi Altomiocenici

Nel foglio n. 185 «Salerno», della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, i depositi altomiocenici, d'età Tortoniano-Messiniano, vengono descritti come successioni formate da argille, argille siltose e marnose, arenarie più o meno grossolane, talora mal cementate e da puddinghe poligeniche (*Sgrosso, 1971*).

Vari autori si sono interessati allo studio dei depositi altomiocenici dell'Appennino Irpino.

Rittmann (1952), nel descrivere la stratigrafia e l'evoluzione tettonica dell'Appennino Irpino, distingue dei depositi terrigeni miocenici, con gessi ad andamento lenticolare, più o meno ripiegati, e sedimenti pliocenici, che trasgrediscono sui precedenti, che si presentano debolmente inclinati. La deformazione dei termini miocenici, caratterizzati da uno stile tettonico a pieghe, sarebbe legato allo scivolamento gravitativo dei terreni verso N-NE a causa

110

del sollevamento del gruppo montuoso di M.te Vergine-M.te Vallatone. Tale scivolamento, nella zona di Altavilla Irpina, sarebbe stato ostacolato dalla presenza di blocchi rigidi e ciò avrebbe determinato una più intensa compressione nei depositi miocenici.

Dessau (1955) descrive la geologia dell'area di Ariano Irpino e, in particolare, distingue dei depositi del Pliocene inferiore fortemente dislocati, che confronta con quelli di Altavilla Irpina, e depositi del Pliocene medio-superiore appena ondulati.

D'Argenio (1963-1967) distingue depositi del Pliocene inferiore di ambiente litorale, composti da conglomerati, arenarie e siltiti, che trasgrediscono sia sui sottostanti depositi miocenici, formati da arenarie, che sulle «Argille Varicolori»; e depositi del Pliocene medio-superiore, debolmente inclinati, costituiti da argille siltose e conglomerati, che si rinvengono in contatto trasgressivo con i precedenti.

De Castro-Coppa et alii (1969) distinguono, nei depositi miocenici e pliocenici ad est del Partenio e del Taburno, tre cicli di

111

sedimentazione:1) ciclo Langhiano-Tortoniano; 2) ciclo Messiniano-Pliocene; 3) ciclo del Pliocene medio. I sedimenti del ciclo Langhiano-Tortoniano, in contatto stratigrafico sui calcari mesozoici, sono costituiti da arenarie tipo molasse che inglobano blocchi di calcari mesozoici e di materiale alloctono di provenienza tirrenica («Argille Varicolori s.l.») di dimensioni variabili; il ciclo è poi troncato da un'estesa coltre di «Argille Varicolori». Sui depositi langhiano-tortoniani poggiano i depositi del ciclo Messiniano-Pliocene, in contatto talora sulle «Argille Varicolori» alloctone, in altri casi sui sedimenti argillosi del Tortoniano. La successione messiniano-pliocenica è costituita nella parte bassa da argille e argille siltose ben stratificate, verso l'alto si passa invece a depositi prevalentemente arenacei. Nei depositi pelitici della parte bassa del ciclo, sono presenti livelli evoporitici, la cui formazione, secondo gli autori, è da mettere in relazione, oltre che con le condizioni climatiche generali del Mediterraneo, anche con la messa in posto delle «Argille Varicolori», che avrebbe causato l'alterazione della

circolazione dei bacini e la formazione di aree più o meno isolate con scarsa circolazione. La successione è chiusa da puddinghe poligeniche in banchi o mal stratificate, i cui ciottoli derivano sia dal materiale litoide delle «Argille Varicolori», sia dallo smantellamento dei rilievi calcarei mesozoici, in fase di sollevamento.

Di Nocera et alii (1981), nel loro studio sui depositi altomiocenici affioranti in Irpinia occidentale, riconoscono due cicli sedimentari: 1) ciclo Tortoniano-Messiniano; 2) ciclo Messiniano-Pliocene. Durante il ciclo Tortoniano-Messiniano si depositano successioni prevalentemente argillose, di ambiente neritico, che evolvono verso l'alto a depositi di ambiente evaporitico; tali successioni si rinvengono in contatto stratigrafico sia sulle arenarie del «Flysch di Castelvetere» sia sulle «Argille Varicolori». In seguito alla fase tettonica messiniana e all'arrivo di masse alloctone (Flysch Rosso) che modificano le caratteristiche deposizionali del bacino, la sedimentazione riprende con i depositi peliticoevaporitici del ciclo Messiniano-Pliocene. Nelle zone occidentali sui depositi argilloso-arenacei e evaporitici si rinvengono potenti successioni di arenarie e di puddinghe poligeniche. Tali aree, secondo gli autori, dovevano rappresentare zone marginali del bacino di sedimentazione, prossime alla terra emersa. Ciò permette di spiegare la presenza di abbondanti clasti, provenienti dai rilievi carbonatici, emersi dopo la fase tettonica messiniana, in via di smantellamento.

5.1.4. IGNIMBRITE CAMPANA

L'Ignimbrite Campana rappresenta il più grande prodotto vulcanoclastico presente nell'Italia centro-meridionale, la cui importanza geologica deriva dal suo sviluppo areale, infatti ha coperto un'area di circa 10.000 km², con uno spessore che raggiunge spesso i 50 m ed un volume superiore agli 80 km³ (*Di Girolamo & Morra, 1987*).

L'età di questa formazione è controversa, infatti alcuni autori ritengono che sia compresa tra 28000 e 36000 anni dal presente in base a datazioni al ¹⁴C eseguite su legni carbonizzati inglobati in livelli diversi nella formazione affiorante in zone comprese tra Napoli, Avellino e Benevento (*Alessio et alii, 1973; Di Girolamo*, *1968-1970; Di Girolamo et alii, 1971-1972; Capaldi et alii, 1985*); altri invece ritengono che si sia deposta in un periodo di tempo che va da 42000 a 27000 anni fa (*Scandone et alii, 1991*).

Il notevole sviluppo areale di questa formazione ha fatto sorgere fin dall'inizio il problema della sua origine. Alcuni autori ritengono che derivi dai centri eruttivi visibili in Campania, cioè dai Campi Flegrei, Roccamonfina, Somma-Vesuvio (Scacchi, 1887-1890; De Lorenzo, 1904; Rittmann, 1933-1950) e che possa comprendere due o più episodi eruttivi (Paterne et alii, 1988; Rolandi, 1988); altri autori, invece, ritengono che la coltre dell'Ignimbrite Campana sia composta da una sola formazione, formata da prodotti alcali trachitici che passano gradualmente a trachiti, a tendenza femica, marcanti la fine dell'eruzione (Di Girolamo et alii, 1984), la cui origine è legata a meccanismi di tipo fissurale, secondo modalità che prescindono da un edificio vulcanico e che la zona d'origine è compresa tra Napoli e il Lago di Patria lungo una direttrice «appenninica» (Di Girolamo, 1970; Barberi et alii, 1978).

La messa in posto dell'Ignimbrite è avvenuta con un'alta velocità di fuoriuscita del magma e con una temperatura fra i 600° e i 550° C, misurata lungo una distanza di 50 km a partire dalla frattura eruttiva. Al momento dell'eruzione il materiale piroclastico era molto ricco di gas e vapori, in particolare H₂O, come testimoniano le fratture colonnari dovute ad evaporazione e della conseguente contrazione massa piroclastica, tipiche dell'Ignimbrite Campana e le carie che rappresentano degli sfiatatoi vistosi dei vapori. L'osservazione del Foglio n. 185 «Salerno», della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 mostra la presenza dell'Ignimbrite anche a quote superiori ai 1000 m (M.te Partenio, Avellino), il che da un'idea di quanto il flusso piroclastico si sia sollevato. Nell'avanzamento della nube ignimbritica la presenza dei rilievi ha causato una separazione delle parti più pesanti, mentre le parti più leggere hanno formato i depositi posti a quota maggiore e più distanti dal luogo di emissione. La ricchezza di gas, inoltre, ha reso la nube piroclastica molto mobile e quindi capace di scivolare anche lungo pendii a debole pendenza, facendola rideporre nelle zone meno acclivi, quali fondovalli, conche e pianure, formando

una coltre che va assottigliandosi, ad andamento lenticolare, verso i monti e che presenta un limite netto con i depositi sedimentari. Inoltre, nelle zone di pianura vicine ai rilievi montuosi, nel tufo campano sono inglobati frammenti carbonatici più o meno metamorfosati, legati proprio a tale trasporto lungo i versanti dei monti calcareo-dolomitici.

Lo studio dell'Ignimbrite Campana ha messo in evidenza che la consistenza del tufo va aumentando con la profondità, che il colore varia da grigio con toni marrone a grigio piombo-nerastro e che le scorie che nella parte alta dei depositi hanno un andamento caotico con l'aumentare della profondità acquistano una certa orientazione. fino ad assumere tessitura eutassitica una caratteristica del piperno. Verso l'alto, invece, è presente un piroclastico più o meno sciolto, in cui le scorie hanno un appiattimento minore, risultando disperse nella matrice. Queste variazioni facies verticali sono legate a fenomeni di di autometamorfismo, con neoformazione di sanidino, che portano alla

118

differenziazione della coltre piroclastica, nella quale si può distinguere dal basso verso l'alto: Piperno, Tufo Pipernoide, Tufo, Cinerazzo (*Di Girolamo, 1968*). Nella coltre piroclastica, oltre al processo di pipernizzazione, si ha anche un altro processo di autometamorfismo, la zeolitizzazione, che si attua a temperature più basse, ed è caratterizzato dalla neoformazione di cabasite e di phillipsite, e che conferisce ai livelli interessati un colore giallastro.

6. MODELLIZZAZIONE GEOLOGICA

Il lavoro di ricerca è stato articolato in due fasi. La prima è stata dedicata allo studio integrato suolo-sottosuolo per generare il Modello Geologico Tridimensionale di una parte dell'area urbana del Comune di Avellino, la seconda, invece, è stata rivolta alla realizzazione di un Modello Geotecnico e Geofisico.

Nella prima fase di lavoro si è effettuato :

- 1) lo studio delle foto aeree;
- 2) le osservazioni di campagna;

3) la raccolta e la reinterpretazione di numerosi sondaggi geognostici;

4) la realizzazione di numerose sezioni geologiche.

Queste fasi hanno rappresentato l'indispensabile base per una corretta realizzazione del Modello Geologico Tridimensionale.

6.1. INTERPRETAZIONE FOTO AEREE

Per l'analisi da foto aeree dell'area della conca di Avellino ed in particolar modo dell'area urbana, non sono state utilizzate foto aeree recenti, in quanto lo sviluppo urbano della città ha obliterato in parte l'originaria morfologia. Per tale motivo si è preferito l'utilizzo delle strisciate n°. 25 (fotogrammi da 43 a 49), n° 24 (fotogrammi da 25 a 31), n° 4 (fotogrammi da 91 a 96) del volo del 1943, foglio 185, acquistate presso l'IGM.

L'interpretazione delle foto aeree è stata mirata essenzialmente:

- alla ricostruzione del reticolo idrografico
- all'individuazione di lineamenti morfo-strutturali.

In particolare, mediante l'esame delle foto aeree, è stato possibile (Figura 6.1):

- ricostruire il reticolo idrografico, in gran parte obliterato, della città di Avellino, che risulta essere delimitata da due corsi

121

d'acqua principali ad andamento W-E, il T. Fenestrelle che si sviluppa a Sud della parte antica della città, ed il T. San Francesco che la delimita a Nord e il cui alveo attualmente si presenta per la maggior parte interrato;

- evidenziare la presenza di un'affluente in sinistra orografica del Torrente San Francesco (*Affluente 1*), e di due affluenti in destra orografica del T. Fenestrelle (*Affluente 2, Affluente 3*), con un andamento rettilineo N-S, che attualmente non sono più visibili a causa dell'urbanizzazione;

- mettere in evidenza la presenza del gomito fluviale, che il Fenestrelle presenta in corrispondenza del centro storico della città;

- indicare la presenza di un'affluente in sinistra orografica del Torrente S. Francesco (*Affluente 4*), che si sviluppa lungo il versante meridionale della collina detta dei «Cappuccini», che attualmente è obliterato dallo sviluppo urbano.



Figura 6.1: Elementi individuati dall'analisi delle foto aeree.

L'allineamento W-E del T. Fenestrelle e la presenza di una scarpata rettilinea in destra orografica del suddetto torrente sono stati considerati come indicatori della presenza di una faglia, che dall'analisi della Carta Geologica d'Italia in Scala 1:100.000 Foglio 185 «Salerno», si evince corrispondere ad un allineamento di tipo regionale.

L'allineamento N-S dei corsi d'acqua indicati come *Affluente 1* e *Affluente* 2 è stata interpretato come indicatore di una faglia, d'età precedente alla messa in posto dell'ignimbrite, che avrebbe dislocato i depositi flyscioidi;

L'allineamento tra il *Affluente 3*, il gomito fluviale del T. Fenestrelle., e il *Affluente 4* è stato anch'esso considerato come un indicatore di una faglia ad andamento N-S

6.2. OSSERVAZIONI DI CAMPAGNA

Le osservazioni di campagna sono state mirate essenzialmente al riconoscimento delle caratteristiche principali delle litologie affioranti nell'area di studio, al fine di poter interpretare in maniera corretta i sondaggi geognostici.

Poiché gli affioramenti nell'area urbana sono piuttosto limitati, sono stati effettuati sopralluoghi sia nelle zone periferiche della città, dove l'urbanizzazione non è ancora intensa, sia negli scavi dei cantieri edili. In particolar modo sono stati osservati:

- gli affioramenti dell'ignimbrite campana, lungo il T. Fenestrelle ed in un zona del centro storico, dove si può vedere il costone tufaceo su cui sorge il centro antico della città, in quanto non è ancora stata terminata la ricostruzione post-terremoto;

- gli affioramenti di conglomerati, in località Valle del Pioppo, Liguorini e in un affioramento antistante il conservatorio «Cimarosa»;

125

- il contatto tra argille grigio-azzurre e argille giallastre con pezzame lapideo in un cantiere in località San Leonardo;
 - gli affioramenti, anche se limitati, del flysch in prossimità

di località Chiaiana ed in zone periferiche della città.

6.3. RACCOLTA ED ANALISI DEI DATI

6.3.1. Sondaggi Geognostici

Per la realizzazione del Modello Geologico Tridimensionale del sottosuolo della città di Avellino sono stati raccolti circa 500 sondaggi geognostici ubicati sul territorio comunale, di questi circa 400 sono stati eseguiti per la stesura del Piano Regolatore Generale (P.R.G.), per la realizzazioni di Piani di Recupero (P.d.R.), di Piani di Insediamento Produttivo (P.I.P.) e di Piani di Zona (P.d.Z.), mentre i restanti provengono da lavori privati.

I sondaggi sono stati ordinati con un numero progressivo ed ubicati sul supporto cartografico in scala 1:5.000 del Comune di Avellino. Essi raggiungono una profondità media di circa 30 m dal p.c. e riportano la stratigrafia dei terreni attraversati, che a seconda delle società che li ha realizzati, può essere più o meno dettagliata.

Essendo stati realizzati da diversi tecnici, anche la descrizione

delle stesse unità litologiche presenta delle differenze, per tale motivo, prima di essere utilizzati per la realizzazione delle sezioni geologiche, si è resa necessaria un'attenta analisi ed omogeneizzazione dei dati.

L'interpretazione delle unità litologiche ha presentato una notevole difficoltà a causa della mancata osservazione diretta delle carote estratte e del diverso dettaglio con cui i tecnici hanno descritto le varie litologie. Essa è stata supportata dalla descrizione esistente in letteratura dei litotipi presenti nell'area di studio e, come già detto, dalla loro osservazione diretta sia in affioramenti sia in alcuni scavi edili.

6.3.1.1 Litologie ed Unità Litostratigrafiche

Per la ricostruzione dell'assetto litostratigrafico del sottosuolo della città di Avellino, mediante l'analisi delle stratigrafie raccolte, sono state distinte, le seguenti litologie, ognuna contraddistinta con una sigla:

Α	Terreno vegetale e terreno di riporto di varia natura ed origine
a ₁	Alluvioni T. Fenestrelle – Ghiaia, brecce, ciottoli in limo argilloso
a ₂	Alluvioni T. San Francesco – Limo argilloso debolmente sabbioso, con lenti e strati ghiaiosi
В	Pozzolana – Limo sabbioso bruno-giallastro-rossastro con pomici
Tz	Tufo giallo (Tufo grigio zeolitizzato)
Tg	Tufo grigio
Тс	Sabbia cineritica grigiastra
G	Argilla limosa debolmente sabbiosa con detriti poligenici, colore giallo-bruno-grigriastro
Н	Conglomerati in matrice limo-sabbiosa-argillosa giallo- brunastra
Ι	Argilla verdastra azzurra con inglobante minuscolo ciottolame poligenico
L	Argilla grigio-azzurra
M _A	Argilla marnosa giallastra con elementi marnosi e calcareo-marnosi
M _M	Marna argillosa
M _C	Calcare marnoso compatto color grigio avana
Ms	Livelli di arenarie a grana grossa

Tabella 6.1

I termini litologici contrassegnati con le sigle M_A , M_M , M_C , M_S sono stati interpretati come appartenenti alla formazione flyscioide miocenica. Tali litotipi formano l'ossatura dei rilievi collinari delle località Pennini, Valle, Chiaiana e Liguorini. Nei sondaggi il tetto dei depositi flyscoidi si rinviene a quota variabili tra i 318 m s.l.m. in corrispondenza di Corso Europa, e i 370 m s.l.m. in località Chiaiana.

I termini litologici contrassegnati con le sigle I ed L sono stati interpretati come membri dei depositi altomessiniani. Tali depositi si rinvengono solo nei sondaggi ubicati nell'area orientale della zona di studio, dove formano un alto morfologico in corrispondenza del centro storico.

I termini litologici contrassegnati con le sigle **H** e **G** sono stati interpretati come ascrivibili ai «Conglomerati di Avellino» (*Giulivo* & *Santo, 1997*), una formazione di puddinghe poligeniche legate allo smantellamento e all'erosione dei depositi flyscioidi. Quest'unità litologica è presente in quasi tutti i sondaggi dell'area di studio, ad eccezione di quelli ubicati in corrispondenza del rilievo collinare di località Chiaiana.

Le unità litologiche distinte con le sigle T_C , T_G e T_Z sono state interpretate come variazioni di facies verticali all'interno dei depositi dell'Ignimbrite Campana. Questi litotipi sono presenti solo nei sondaggi ubicati nel nucleo antico della città, e raggiungono il massimo spessore in corrispondenza dei pozzi nella zona di P. Libertà.

Con la sigla **B** sono stati indicati i depositi legati all'attività eruttiva del complesso Somma-Vesuvio, comprendenti i prodotti piroclastici dell'eruzione di Sarno (17.000 anni fa), le pomici di Ottaviano (8.000 anni fa), il livello delle pomici e delle ceneri dell'eruzione di Avellino (3.760 anni fa), l'orizzonte delle sabbie vulcaniche dell'evento del 472 d.C. (*Rolandi et alii, 1993, 1997, 2004*). A causa dello scarso dettaglio di gran parte dei sondaggi, non è stato possibile distinguere in maniera dettagliata i singoli depositi, che, per tale motivo sono stati accorpati tutti in questa

unità litologica. Dallo studio dei sondaggi si evince che tale unità litologica è presente con spessori variabili in tutta l'area di studio.

Nella definizione delle unità stratigrafiche si sono accorpate le varie litologie in modo da avere una scala di risoluzione delle unità del sottosuolo compatibile con la scala topografica utilizzata. (Tabella 6.2).

Tabella 6.2

UNITA' LI	TOSTRATIGRAFICHE	LITOL	OGIE					
ТР	Terreno vegetale, materiale di riporto	Α	Terreno vegetale e terreno di riporto di varia natura ed origine					
	e piroclastiti	В	Pozzolana – Limo sabbioso bruno- giallastro-rossastro con pomici					
a ₁	Alluvioni Torrente Fenestrelle	a ₁	Alluvioni T. Fenestrelle – Ghiaia, brecce, ciottoli in limo argilloso					
a ₂	Alluvioni Torrente San Francesco	a ₂	Alluvioni T. San Francesco – Limo argilloso debolmente sabbioso, con lenti e strati ghiaiosi					
	Prodotti	Tz	Tufo giallo (Tufo grigio zeolitizzato)					
Ι	dell'Ignimbrite	Tg	Tufo grigio					
	Campana	Tc	Sabbia cineritica grigiastra					
С	Conglomerati argillosi e argille con ciottoli	G	Argilla limosa debolmente sabbiosa con detriti poligenici, colore giallo-bruno- grigriastro					
		Н	Conglomerati in matrice limo-sabbiosa- argillosa giallo-brunastra					
L	Argille messiniane	Ι	Argilla verdastra azzurra con inglobante minuscolo ciottolame poligenico					
		L	Argilla grigio-azzurra					
		M _A	Argilla marnosa giallastra con elementi marnosi e calcareo-marnosi					
Μ	Flysch miocenico	$\mathbf{M}_{\mathbf{M}}$	Marna argillosa					
		M _C	Calcare marnoso compatto color grigio avana					
		Ms	Livelli di arenarie a grana grossa					

6.3.2. SEZIONI GEOLOGICHE

Dopo un'attenta analisi ed omogeneizzazione di tutti i dati dei sondaggi geognostici raccolti, circa 220 successioni stratigrafiche sono state utilizzate per la realizzazione delle sezioni geologiche dell'area urbana di Avellino.

Al fine di ricostruire l'assetto geologico-stratigrafico del sottosuolo sono state realizzate circa 80 sezioni geologiche, utilizzando le unità litostratigrafiche individuate durante l'analisi dei sondaggi geognostici raccolti. Esse sono state eseguite con una maglia molto fitta, tale da coprire l'intera area d'esame, e sono state tracciate utilizzando in un primo momento il supporto cartografico in scala 1:5.000 fornito dal Comune di Avellino. La scala adottata per la realizzazione delle sezioni è stata 1:5.000 per le distanze e 1:500 per le altezze; ciò ha falsato la morfologia superficiale e la reale pendenza dei depositi, ma ha permesso di apprezzare meglio i rapporti esistenti tra le diverse unità litostratigrafiche.

Per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale del

sottosuolo delle aree in cui vi era una scarsità di sondaggi, i dati sono stati integrati con dei pozzi fittizi ottenuti dell'intersezione tra le sezioni eseguite. Tali pozzi fittizi sono stati indicati con una sigla diversa (F1, F2, F3 ecc.) al fine di poterli distinguere dai pozzi reali.

7. MODELLIZZAZIONE GEOTECNICA E GEOFISICA

La seconda fase della ricerca è stata finalizzata alla modellizzazione geotecnica del sottosuolo della città di Avellino, che unita alla modellizzazione geologica va a costituire la base per la parametrizzazione geofisica del sottosuolo.

Infatti, avendo realizzato nella prima fase di questa ricerca un modello geologico del sottosuolo che fornisce informazioni accurate sulla stratigrafia e sui rapporti geometrici tra le differenti litologie presenti nel sottosuolo di Avellino e disponendo di parametri geotecnici relativi ai diversi terreni, sono state determinate le caratteristiche sismiche, in particolare la velocità V_s, utilizzando i dati della sismica in foro ricavati dallo studio geologico allegato al Piano Regolatore Generale (P.R.G.), cortesemente forniti dall'Ufficio Tecnico del Comune di Avellino. Si è così cercato di ottenere una legge di correlazione generale che dai dati di prospezione geomeccanica (SPT) permetta di ricavare le proprietà sismiche dei terreni.

7.1. PARAMETRIZZAZIONE GEOTECNICA

La modellizzazione geotecnica, come quella geologica, è stata effettuata sulla base dei dati delle campagne di indagine, in sito e in laboratorio, eseguite sul territorio comunale di Avellino, per la stesura del Piano Regolatore Generale (P.R.G.), per la realizzazioni di Piani di Recupero (P.d.R.), di Piani di Insediamento Produttivo (P.I.P.) e di Piani di Zona (P.d.Z.), e per lavori privati.

Durante tali indagini sono stati eseguiti fori di sondaggio che hanno raggiunto anche i 30 m. di profondità dal piano di campagna, e sono stati prelevati campioni indisturbati di terreno, sui quali sono state condotte prove di laboratorio geotecniche, per determinare le caratteristiche fisiche e meccaniche dei terreni.

Tutte le prove di laboratorio, presenti a corredo dei sondaggi reperiti, sono state classificate per numero di sondaggio, numero di campione prelevato e per profondità di prelievo indisturbato, e i dati sono ordinati considerando i seguenti dati (Tabella 7.2) :

- γ (peso di volume naturale)
- e (indice dei vuoti)
- n (grado di porosità)
- W (contenuto di acqua allo stato naturale)
- G (percentuale granulometrica di ghiaia)
- S (percentuale granulometrica di sabbia)
- L (percentuale granulometrica di limo)
- A (percentuale granulometrica di argilla)

Inoltre, sempre nell'ambito degli studi eseguiti per il P.R.G., sui campioni sono state eseguite anche prove di taglio diretto di tipo consolidata-drenata (CD), e prova triassialedi tipo non consolidata-non drenata (UU), per determinare le proprietà meccaniche. Anche i dati relativi a queste prove sono stati ordinati (Tabella 7.3) considerando i seguenti dati:

- ϕ (angolo di attrito interno)
- c (coesione)
- C_u (coesione non drenata)

In base a questi dati, i diversi litotipi riconosciuti nel sottosuolo sono stati caratterizzati dal punto di vista geotecnico.

In particolare, è stato possibile definire i *range* di variazione (Tabella 7.1) delle proprietà fisiche, della granulometria e delle proprietà meccaniche per i depositi alluvionali (a_1, a_2) , per le piroclastiti e le pozzolane (B), per i conglomerati (H), per le argille grigio-azzurre (L), le argille giallastre (M_A), mentre per le proprietà fisiche e le proprietà indice del tufo (Tz, Tg, Tc) non è stato possibile definire un preciso *range* di variazione in quanto queste cambiano notevolmente essendo funzione della profondità e del grado di compattezza dello stesso.

DESCRIZIONE		CA. FISIC	FISICHE E PROPRIETA' INDICE			GRANULOMETRIA				TAGLIO CD		TRIAX UU	
		γ (g/cm3)	e (-)	(%) u	(%) M	Ghiaia (%)	Sabbia (%)	Limo (%)	Argilla (%)	φ'(°)	c' (kg/cm²)	f _u (°)	c _U (kg/cm ²)
ALLUVIONI	Min	1,70	0,40	25		20	20	0	0	30°	0		
	Max	2,10	0,80	50		60	60	10		35°	0		
PIROCLASTITI	Min	1,40	1,00	50	20	0	30	40	0	22°	0,0		
	Max	1,70	1,70	65	40	10	60	60	20	28°	0,20		
CINERITI/POZZOLANE	Min	1,30	0,80	50	10	10	30	0	0	26°	0,00		
	Max	1,70	1,10	60	40	30	80	10	10	32°	0,05		
TUFO		Vari	ano con	la profoi	ndità					>35°	0		
CONGLOMERATO	Min	1,90				30	20	0	0	> 35°			
	Max	2,20				80	50	10			0		
ARGILLA GRIGIA	Min	1,80	0,50	30	10	0	0	20	20	22°	0.10		0.80
	Max		0,80	50	60		20	60	60	28°	0,10		1.50
		2,10									0,50		1,50
ARGILLA GIALLA	Min	1,70	0,80	50	30		0	10	40	30	20°	0,10	
	Max	1,90	1,20	60	60		10	30	70	60	26°	0,25	

Tabella 7.1

Tabella 7.2

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF.	DESCRIZIONE	γ (g/cm³)	e (-)	(%) u	W (%)	Ghiaia (%)	Sabbia (%)	Limo (%)	Argilla (%)
1	C1	3,00-3,60	Limo	1,34			22,4				
2	C1	2,20-2,80	Limo	1,24			30,1				
5	C1	2,00-2,60	Sabbia limosa	1,14			38,56				
10	C1	6,50-7,10	Limo sabbioso	1,26			28,55				
11	C1	8,00-8,60	Tufo grigio	1,26			28,35				
12	C1	7,00-7,60	Sabbia limosa	1,2			15,6				
13	C1	2,00-2,40	Limo sabbioso	1,47			27,55				
13	C2	4,40-4,90	Tufo giallo	1,1			27,18				
14	C1	3,00-3,60	Pomici	1,2			18,57				
15	C1	3,00-3,60	Tufo giallo	1,55			24,5				
16	C1	2,00-2,60	Tufo giallo	1,28			28,63				
16	C2	10,50-11,10	Tufo grigio	1,28			22,43				
17	C1	2,40-3,00	Pomici	1,45			15,52				
18	C1	3,00-3,60	Sabbia pomicea	1,34			20,42				
19	C1	2,00-2,60	Limo sabbioso	1,47			27,13				
25	C1	4,00-4,60	Argilla limosa	1,45			27,14				
26	C1	3,60-4,00	Sabbia con limo	1,37			18,16				
29	C1	2,60-3,10	Argilla gialla	1,5			28,25				
32	C1	4,00-4,60	Limo sabbioso	1,36			35,27				
60	C1	7,10-7,70	Limo con ciottoli	1,4	0,95		32				
61	C1	5,80-6,40	Limo argilloso	1,5	0,87		26				
65	C1	3,00-3,60	Sabbia limosa	1,5	0,87		27,35				
65	C2	7,00-7,60	Limo argilloso	1,4	0,85		30				
66	C1	5,50-6,00	Argilla	1,9	0,85		20				
69	C1	4,40-4,90	Sabbia	1,5	0,9		28,5				
69	C2	12,00-12,50	Sabbia	1,2	0,9		26				
70	C1	6,00-6,60	Sabbia	1,5	0,87		20,15				
71	C1	4,40-5,00	Pomici	1,3	0,95		25				
72	C1	2,10-2,70	Limo sabbioso	1,5	0,9		30,16				
72	C2	3,20-3,80	Pomici	1,4	0,93		25				
77	C1	2,00-2,60	Limo argilloso	1,5	0,9		22				
77	C2	6,00-6,50	Limo argilloso	1,4	0,92		30,1				
78	C1	3,00-3,60	Pomici	1,5	0,9		20,5	<u> </u>			
85	C1	3,20-3,70	Limo	1,4			29,4	<u> </u>			
86	C1	3,20-3,70	Limo	1,4	0,94		30,1				
86	C2	11,00-11,50	Argilla	1,6	0,85		30				
87	C1	3,20-3,70	Sabbia	1,3			28,2				
87	C2	6,40-6,90	Limo	1,4			30,1				
88	C1	3,50-4,10	Limo	1,1			31,3				
88	C2	10,20-10,70	Argilla	1,7			29,3				
89	C1	5,50-6,10	Limo	1,2			33,15				
90	C1	7,50-8,00	Argilla	1,5	0,84		30				
92	C1	3,30-3,80	Sabbia	1,1			28,16				
95	C1	2,60-3,00	Limo	1,2			30,4				
100	C1	7,40-8,00	Limo sabbioso	1,2			25,3				
105	C1	8,50-9,10	Argilla	1,65			32,5				
106	C1	4,60-5,20	Limo	1,3			30,5				
106	C2	7,00-7,50	Limo	1,4			35,2				

141

107 C 8.05.90 Applic juli 1.05 0.05 9.05 9.05 9.05 108 C 1.00.01.00 Applic 1.6 0 9.35 0 0 0 108 C 3.05.910 Applic 1.65 0 3.04 0	SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF.	DESCRIZIONE	γ (g/cm³)	e (-)	n (%)	W (%)	Ghiaia (%)	Sabbia (%)	Limo (%)	Argilla (%)
107 C2 0.009/100 Applia 1.6 1.6 1.7 1.8 <th< td=""><td>107</td><td>C1</td><td>8,00-8,60</td><td>Argilla gialla</td><td>1,65</td><td>0,95</td><td></td><td>38,15</td><td></td><td></td><td></td><td></td></th<>	107	C1	8,00-8,60	Argilla gialla	1,65	0,95		38,15				
108 Cl 4.59.5,10 Lino 1.12 1 3.3,1 108 Cl 3.3,4,4 Arglin 1.17 3.4,4 121 Cl 3.3,6,4.6 Arglin 1.48 <td>107</td> <td>C2</td> <td>10,00-10,60</td> <td>Argilla</td> <td>1,6</td> <td></td> <td></td> <td>33,2</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td>	107	C2	10,00-10,60	Argilla	1,6			33,2				
109 C2 3.59.9.10 Argila 1.72 1.88 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.84 1.74 0 1.84 1.75 1.85 1.74 0 1.84 1.85 1.85 1.85 1.85 1.85 1.85 1.85 1.85 0 1.25	108	C1	4,50-5,10	Limo	1,2	1		33,1				
109 C1 3.30 4.10 Argila 1.65 C1 3.42 C1 1.65 121 C1 3.00 5.00 Line core argila de, subtoso 1.73 C 50.00 5.00 2.0 <td>108</td> <td>C2</td> <td>8,50-9,10</td> <td>Argilla</td> <td>1,7</td> <td></td> <td></td> <td>30,4</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td>	108	C2	8,50-9,10	Argilla	1,7			30,4				
121 C1 3.00.3.00 Line cen arglia sabbios 1.73 1.74 0.0 0.2 2.4 7.3 123 C2 6.06.6.60 Line ocen sabbias arglinos 1.88 1.74 0.0 1.80 1.75 0.0 0.21 0.74 0.0 2.8 7.2 124 C1 3.09.3.00 Arglin con line deb. sabbioso 1.88 1.85 1.15 1.85 1.85 1.85 1.16 1.95 1.85 1.15 1.15 1.85 1.15 1.85 1.15	109	C1	3,30-4,10	Argilla	1,65			34,2				
123 Cl 3.00 3.00 Line on argilla deb. subbioso 1.88 1 77.4 0 10 53 27 124 Cl 3.005.3.00 Argills con line deb. subbioso 1.88 5.65 0 12 36 30 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 5.00 12 36 36 37 36 36 36 37 36 36 36 37 36 37 36 36 37 36 37 36 37 36 37 37 36 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 3	121	C1	3,00-3,60	Limo con argilla sabbioso	1,73			50,03	0	23	47	30
122 C2 6.09.6.60 Lans cas abbia argilhaso 1.80 1.91 <th< td=""><td>123</td><td>C1</td><td>3,00-3,60</td><td>Limo con argilla deb. sabbioso</td><td>1,88</td><td></td><td></td><td>37,43</td><td>0</td><td>10</td><td>53</td><td>37</td></th<>	123	C1	3,00-3,60	Limo con argilla deb. sabbioso	1,88			37,43	0	10	53	37
124 Cl 3.05.40 Argila con lino deb subbisso 1.88 3.65 0 12 3.0 5.2 128 Cl 5.50.5.80 Argila galla 1.7 28	123	C2	6,00-6,60	Limo con sabbia argilloso					0	28	47	25
126 CI 5.90-5.00 Argila 1.7 2 2 2 1 2 1	124	C1	3,00-3,60	Argilla con limo deb. sabbioso	1,86			36,5	0	12	36	52
127 Cl 6,00-6,50 Argilla gialla 1.85 0.85 23 1 1 128 Cl 5,30-6,00 Limo (cher(ic) 1,4 0.9 20 1 1 130 Cl 4,00-5,00 Sabbin limosa 1,4 0.9 20 1 1 131 Cl 3,50-4,00 Limo 1,5 0,87 26 1 1 133 Cl 4,00-4,50 Sabbia limosa 1,5 0,86 23 1 1 135 Cl 4,00-4,50 Argilla continue ds. Sabbia 1,76 0,86 23 1 20 20 20 25 35 40 136 Cl 8,09,00 Argilla continue ds. Sabbia 1,70 0,38 44,37 27 12 38 20 25 35 40 141 Cl 8,09,00 Argilla continue abtions 1,33 37,05 38,5 0 25 35 40 35	126	C1	5,30-5,80	Argilla	1,7			28				
129 Cl 5.90.600 Line (ciarrile) 1.4 0.9 23 1 1 130 Cl 4.50.500 Sabbia limosa 1.4 0.9 20 1 1 131 Cl 3.50.400 Line 1.5 0.87 20 1 1 133 Cl 4.00.450 Sabbia limosa 1.5 0.86 23 1 1 134 Cl 4.00.450 Argilla con imo deb Sabbiasa 1.6 0.9 2 1 <t< td=""><td>127</td><td>C1</td><td>6,00-6,50</td><td>Argilla gialla</td><td>1,85</td><td>0,85</td><td></td><td>25</td><td></td><td></td><td></td><td></td></t<>	127	C1	6,00-6,50	Argilla gialla	1,85	0,85		25				
130 Cl 4.905,00 Sabbia limosa 1.4 0.9 20<	129	C1	5,50-6,00	Limo (cinerite)	1,4	0,9		25				
131 C1 $3.50.400$ Limo 1.5 0.87 26 133 C1 $4.004.50$ Argilla imosa 1.4 0.86 23 134 C1 $4.004.50$ Argilla imosa 1.5 0.86 23 135 C1 $5.09.5.50$ Argilla con limo deb. Subbiosa 1.73 1.06 51.28 34 0 12 30 38 136 C1 $8.09.400$ Argilla con limo subbiosa 1.79 0.58 43.77 25 0.25 35 40 144 C1 $6.06-6.50$ Subbia con limo argillosa 1.5 1.33 57.08 38.5 0 45 35 50 144 C1 $10.70+1.20$ Argilla con limo argillosa 1.45 1.33 57.08 38.5 0 45 35 460 0 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40	130	C1	4,50-5,00	Sabbia limosa	1,4	0,9		20				
133 C1 4.00.450 Sabhi Imosa 1.45 0.86 23 134 C1 4.00.450 Argilla Imosa 1.5 0.86 135 C1 5.00-5.50 Argilla con imo deb. Sabbiosa 1.7 1.06 51.28 14 0 12 38 20 136 C1 9.10-9.60 Sabbia con argilla linossa 1.88 0.8 44.33 27 12 38 20 140 C1 6.00-6.50 Sabbia con imo argillos 1.5 1.3 57.05 38.5 0 45 35	131	C1	3,50-4,00	Limo	1,5	0,87		26				
134 Ci 4,00-50 Argilla imosa 1,5 0.86 23 L L 135 Ci 5,00-5.0 Argilla con lino deb. Sabbias 1,73 1.00 51.28 34 0 12 38 0.0 136 Ci 9,10-9,60 Sabbia con argilla imosa 1,88 0.8 44,15 27 12 38 00 10 140 Ci 8,10-8.60 Argilla con lino abbioso 1,79 0.58 44,77 25 0 25 35 40 144 Ci 6,00-6,50 Sabbia con lino abbioso 1,92 0,57 44,21 18,8 0 15 50 143 Ci 10,10-10,60 Argilla con lino abbioso 1,41 1,68 62,78 44,15 0 20 64 30 22 48 0 22 48 0 21 48 0 21 44 30 30 57 44 53 41 01 10	133	C1	4,00-4,50	Sabbia limosa	1,45	0,86		23				
138 Ci 5.00-5.00 Argilia 1.6 0.0 23 1.7 138 Ci 8.50-9.00 Argilia con limo deb. Sabbiosa 1.77 1.06 51.28 34 0 12 30 138 Ci 9.10-9.60 Sabbia con limo argilla limosa 1.78 0.88 44.37 25 0 25 54 00 140 Ci 8.0-8.60 Argilia con limo subbiosa 1.79 0.58 44.37 25 0 25 54 00 141 Ci 0.0-6-50 Sabbia con limo subbioso 1.92 0.57 48.21 0 45 35 50 144 Ci 10.70-11.20 Argilia con limo subbioso 1.41 1.68 0 22 448 30 144 Ci 3.00-3.50 Limo con argilia subbioso 1.41 1.48 66 30 16 39 15 155 Ci 4.60-1.10 Limo con subbia deb. Argilison 1.51 1.24	134	C1	4,00-450	Argilla limosa	1,5	0,86		23				
136 Ci 8,50.9.00 Argilla con limo deb. Sabbiaso 1,75 1,06 51,28 34 0 1,2 30 58 138 Ci 9,10.9,60 Sabbia con argilla limosa 1,88 0,8 44,35 27 12 38 20 30 140 Ci 8,10-8,60 Argilla con limo sabbioso 1,79 0,58 43,77 25 0 25 35 40 141 Ci 6,0,50 Sabbia con limo sabbioso 1,41 1,38 57,05 38,5 0 45 55 35 60 142 Ci 10,10-10,60 Argilla con limo 2.02 0,59 37,19 20 0 5 35 60 148 Ci 3,30-3,80 Limo con argilla sabbioso 1,36 2,78 44,15 0 22 48 30 16 39 151 150 Ci 4,80-5,30 Argilla con limo deb. Sabbioso 1,67 1,41 58,46 50	135	C1	5,00-5,50	Argilla	1,6	0,9		25				
139 C1 9,10.9,60 Sabhia con argilla limosa 1.88 0.8 44,35 27 12 38 20 30 140 C1 8,108.60 Argilla con limo argillosa 1.79 0.58 43,77 25 0 25 35 40 141 C1 6,00-6,50 Sabhia con limo argillosa 1.33 57,05 38,5 0 45 35 20 142 C2 10,10-11,26 Argilla con limo asbhioso 1.92 0.57 48,21 118,5 0 15 35 60 143 C1 10,10-10,66 Argilla con limo 2.02 0.59 37,19 20 0 5 35 60 148 C1 3.00-3,50 Limo con argilia sabhioso 1.41 1.68 62,78 41.5 0 0 0 33 57 150 C1 4.80-5.30 Argilla con limo deb. Sabhioso 1.67 1.41 58.64 00 0 0 33	136	C1	8,50-9,00	Argilla con limo deb. Sabbiosa	1,73	1,06	51,28	34	0	12	30	58
140 C1 8.10-8.60 Argilla con limo axibbiosa 1.79 0.58 43.77 25 0 25 35 40 141 C1 6.00-6.50 Sabbia con limo axibbioso 1.5 1.33 57.05 38.5 0 445 35 20 142 C2 10.70-11.20 Argilla con limo axibbioso 1.41 1.68 62.78 44.15 0 20 40 40 148 C1 3.00-3.50 Limo con argilla sabbioso 1.36 2.26 69.34 68 0 22 48 30 149 C2 8.60-9.10 Limo con argilla sabbioso 1.36 2.26 69.34 68 0 22 48 30 149 C2 8.60-9.10 Limo con sabbia deb. fundosa 1.7 1.24 55.36 40 30 16 33 57 150 C1 4.60-15.0 Limo con sabbia deb. fundosa 1.51 1.41 58.65 18 10 151	139	C1	9,10-9,60	Sabbia con argilla limosa	1,88	0,8	44,35	27	12	38	20	30
141 Cl 6,00-6,50 Sabbia con limo argillosa 1.5 1.33 57,05 38,5 0 45 35 20 142 C2 10,70-11,20 Argilla con limo sabbioso 1,92 0,57 48,21 18,5 0 15 35 50 143 Cl 10,10-10,60 Argilla con limo 2,02 0,59 37,19 20 0 5 35 60 144 Cl 3,00-3,50 Limo con argilla sabbioso 1,41 1,48 62,78 44,0 30 16 39 15 1450 Cl 4,80-3,30 Argilla con limo deb. Sabbioso 1,67 1,41 58,46 50 0 10 33 57 150 Cl 4,80-3,30 Argilla con limo deb. Sabbioso 1,67 1,41 58,46 50 0 10 33 57 151 Cl 4,80-5,30 Argilla con limo deb. Sabbioso 1,67 1,41 58,46 50 0 12 0 0 15 12 0 12 0 12 0	140	C1	8,10-8,60	Argilla con limo sabbiosa	1,79	0,58	43,77	25	0	25	35	40
142 C2 10,70-11.20 Argilla con limo sabbioso 1.92 0.57 48.21 18.5 0 15 3.5 50 143 C1 10,10-10,60 Argilla con limo 2.02 0.59 37,19 20 0 5 3.55 660 144 C1 3.30-3,80 Limo con argilla sabbioso 1.36 2.26 69.34 68 0 22 4.88 300 145 C2 8.60-9,10 Limo con arbita sabbioso limoso 1.7 1.24 45.36 40 30 16 3.9 15 150 C1 4.80-3,30 Argilla con limo deb. Sabbioso 1.67 1.41 58.46 40 40 10 33 77 150 C2 14.60-15,10 Limo con arbita abbioso linoso 1.52 1.22 54.98 2.66 5 37 48 10 151 C2 14.60-15,00 Argilla imosa deb. Sabbioso 1.65 1.10 5.61,7 64.15 1.6 40 30 40 30 40 30 40 30 50 <td>141</td> <td>C1</td> <td>6,00-6,50</td> <td>Sabbia con limo argillosa</td> <td>1,5</td> <td>1,33</td> <td>57,05</td> <td>38,5</td> <td>0</td> <td>45</td> <td>35</td> <td>20</td>	141	C1	6,00-6,50	Sabbia con limo argillosa	1,5	1,33	57,05	38,5	0	45	35	20
143 Cl 10,10-10,60 Argilla con limo 2,02 0,59 37,19 20 0 5 33 60 1448 Cl 3,30,3,80 Limo con argilla sabbioso 1,41 1,68 62,78 41,5 0 20 440 440 1449 Cl 3,00,3,50 Limo con argilla sabbioso 1,77 1,24 55,36 400 30 161 39 155 150 Cl 4,80,5,30 Argilla con limo deb. Sabbioso 1,67 1,41 58,46 50 0 0 10 33 377 150 Cl 1,460,15,10 Limo con sabbia deb. Argilloso 1,52 1,22 54,98 26 5 37 48 10 151 Cl 2,00-2,50 Sabbia deb. Limosa 1,51 1,01 51,1 24,5 0 77 22 71 152 Cl 2,20-2,70 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,53 66,17 64,55 15 46 39 00 153 Cl 3,00,9,40 Limo con sabbia	142	C2	10,70-11,20	Argilla con limo sabbioso	1,92	0,57	48,21	18,5	0	15	35	50
148 C1 3,30-3,80 Limo con argilla sabbioso 1,41 1,68 62,78 41,5 0 20 440 149 C1 3,00-3,50 Limo con argilla sabbioso 1,36 2,26 69,34 68 0 22 48 30 148 C2 8,60-9,10 Limo con argilla sabbioso limoso 1,7 1,24 55,36 40 30 16 33 57 150 C1 4,80-5,30 Argilla con limo deb. Argilloso 1,52 1,22 54,46 5.5 18 70 12 71 150 C2 14,60-15,10 Limo con sabbia deb. Argilloso 1,52 1,22 54,46 5.5 18 70 12 71 151 C2 15,40-15,90 Argilla limosa deb. Sabbiosa 1,51 1,19 66,17 64,55 115 46 39 0.0 1553 C1 3,20,30 Limo con sabbia deb. Ghiaiosa 1,51 1,55 60,41 36,67 11 40 49 0 1554 C1 3,30.0 Limo con sabbia con limo	143	C1	10,10-10,60	Argilla con limo	2,02	0,59	37,19	20	0	5	35	60
149 Cl 3,00-3,50 Limo con argilla sabbioso 1,36 2,26 69,34 68 0 22 48 30 149 C2 8,60-9,10 Limo con ghiai sabbioso 1,7 1,24 55,36 40 30 16 39 15 150 C1 4,80-5,30 Argilla con limo deb. Sabbioso 1,67 1,41 58,46 50 0 10 33 57 150 C2 14,60-15,10 Limo con sabbia deb. Argillaso 1,52 1,2 54,98 26 5 37 48 10 151 C2 15,40-15,90 Argilla limosa deb. Sabbiosa 1,61 1,01 51,1 24,55 15 46 39 0 152 C1 2,20-2,70 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,53 60,47 37,05 13 55 32 0 0 153 C2 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,53 1,53 60,47 37,05 13 55 32 0 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo	148	C1	3,30-3,80	Limo con argilla sabbioso	1,41	1,68	62,78	41,5	0	20	40	40
149 C2 8,60-9,10 Limo con ghiain sabbioso limoso 1.7 1.24 55,36 40 30 16 39 15 150 C1 4,80-5,30 Argilla con limo deb. Sabbioso 1.67 1.41 58,46 50 0 10 33 57 150 C2 14,60-15,10 Limo con sabbia deb. Argilloso 1.52 1.22 54,98 26 5 37 48 00 151 C2 15,40-15,90 Argilla limosa deb. Sabbiosa 1.65 1.01 51,1 24,5 15 74 20 71 152 C1 2,20-2,70 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1.95 66,17 64,455 15 46 39 00 153 C1 3,20-3,60 Limo con sabbia 1,53 1,53 60,47 37,0 13 55 32 00 153 C2 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,59 0,82 45,25 29,45 1 35 53 30 0 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con l	149	C1	3,00-3,50	Limo con argilla sabbioso	1,36	2,26	69,34	68	0	22	48	30
150 C1 4,80-5,30 Argilla con limo deb. Sabbisso 1,67 1,41 58,46 50 0 10 33 577 150 C2 14,60-15,10 Limo con sabbia deb. Argillos 1,52 1,22 54,98 26 5 37 44 10 151 C1 2,00-2,30 Sabbia deb. Limosa 1,8 1 50,06 35,5 18 70 12 0 151 C2 15,40-15,00 Argilla limosa deb. Sabbissa 1,65 1,01 51,1 24,5 0 7 22 71 152 C1 2,20-2,70 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,53 66,17 64,55 15 46 39 00 153 C2 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,51 1,53 60,41 37,05 13 55 32 00 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,71 1,44 59,04 52,66 9 88 33 00 155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. Ghiaioso <td>149</td> <td>C2</td> <td>8,60-9,10</td> <td>Limo con ghiaia sabbioso limoso</td> <td>1,7</td> <td>1,24</td> <td>55,36</td> <td>40</td> <td>30</td> <td>16</td> <td>39</td> <td>15</td>	149	C2	8,60-9,10	Limo con ghiaia sabbioso limoso	1,7	1,24	55,36	40	30	16	39	15
150 C2 14,60-15,10 Limo con sabbia deb. Argilloso 1,52 1,22 54,98 26 5 37 48 10 151 C1 2.00-2,50 Sabbia deb. Limosa 1.8 1 50,06 35,5 18 70 12 0 151 C2 15,40-15,90 Argilla limosa deb. Sabbiosa 1,65 1,01 51,1 24,5 0 7 22 71 152 C1 2,20-2,70 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,95 66,17 64,55 11 40 49 0 153 C2 9,00-9,40 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,53 60,41 36,67 11 40 49 0 153 C2 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,53 1,53 60,41 33,65 0 26 62 12 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,47 1,52 60,41 33,66 0 26	150	C1	4,80-5,30	Argilla con limo deb. Sabbioso	1,67	1,41	58,46	50	0	10	33	57
151 C1 2.00-2.50 Sabbia deb. Limosa 1.8 1 50.06 35.5 18 70 12 0 151 C2 15.40-15.90 Argilla limosa deb. Sabbiosa 1.65 1.01 51.1 24.5 0 7 22 71 152 C1 2.20-2.70 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1.51 1.95 66.17 64.55 15 46 39 0 153 C1 3.20-3.60 Limo con sabbia deb. Ghiaiosa 1.51 1.53 60.47 37.05 13 55 32 0 153 C2 9.00-9.40 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1.51 1.53 60.47 37.05 13 55 32 0 154 C1 4.30-4.80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1.7 1.44 59.04 52.66 9 58 33 0 155 C1 4.30-4.80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1.65 1.14 53.32 30.6 10 40 50 0 155 C1 4.50-5.00 Limo con sabbia deb.	150	C2	14,60-15,10	Limo con sabbia deb. Argilloso	1,52	1,22	54,98	26	5	37	48	10
151 C2 15,40-15,90 Argilla limosa deb. Sabbiosa 1,65 1,01 51,1 24,5 0 7 22 71 152 C1 2,20-2,70 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,95 666,17 64,55 15 46 39 00 153 C1 3,20-3,60 Limo con sabbia deb. Ghiaiosa 1,51 1,52 60,41 36,67 11 40 49 00 153 C2 9,00-9,40 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,53 60,47 37,05 13 55 32 00 153 C3 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,98 0,82 45,25 29,45 1 35 59 55 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,7 1,44 59,04 52,66 9 58 33 00 155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. argilloso 1,65 1,14 53,32 30,6 10 40 50 00 156 C1 11,80-12,0 Sabbia con	151	C1	2,00-2,50	Sabbia deb. Limosa	1,8	1	50,06	35,5	18	70	12	0
152 C1 2,20-2,70 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,95 66,17 64,55 15 46 39 0 153 C1 3,20-3,60 Limo con sabbia deb. Ghiaiosa 1,53 1,52 60,41 36,67 11 40 49 00 153 C2 9,00-9,40 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,53 60,47 37,05 13 55 32 00 153 C3 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,98 0,82 45,25 29,45 1 35 59 55 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,7 1,44 59,04 52,66 9 58 33 00 155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. Ghiaioso 1,65 1,14 53,32 30,6 10 40 50 00 156 C1 1,80-12,20 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,47 1,52 60,41 33,6 6 54 38 22 157 C1 15,50-15,70 Limo con sa	151	C2	15,40-15,90	Argilla limosa deb. Sabbiosa	1,65	1,01	51,1	24,5	0	7	22	71
153 C1 3,20-3,60 Limo con sabbia deb. Ghiaiosa 1,53 1,52 60,41 36,67 11 40 49 0 153 C2 9,00-9,40 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,53 60,47 37,05 13 55 32 00 153 C3 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,98 0,82 45,25 29,45 1 35 59 5 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,7 1,44 59,04 52,66 9 58 33 0 154 C2 8,70-9,20 Limo con sabbia deb. argilloso 1,93 0,98 49,5 33,65 0 26 62 112 155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. argilloso 1,65 1,14 53,32 30,6 10 40 50 00 156 C1 11,80-12,20 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,47 1,52 60,41 33,6 6 54 38 22 157 C1 15,50-15,70 Limo con sa	152	C1	2,20-2,70	Sabbia con limo deb. Ghiaiosa	1,51	1,95	66,17	64,55	15	46	39	0
153 C2 9,00-9,40 Sabbia con limo deb. Ghiaiosa 1,51 1,53 60,47 37,05 13 55 32 0 153 C3 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,98 0,82 45,25 29,45 1 35 59 5 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,7 1,44 59,04 52,66 9 58 33 0 154 C2 8,70-9,20 Limo con sabbia deb. argilloso 1,93 0,98 49,5 33,65 0 26 62 112 155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. Ghiaioso 1,65 1,14 53,32 30,6 10 40 50 0 156 C1 11,80-12,20 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,47 1,52 60,41 33,65 0 26 67 44 158 C1 6,00-6,40 Limo con sabbia deb. Ghiaioso 2,09 0,56 35,92 20,59 7 5 64 24 159 C1 6,20-6,80 Limo con sabbia	153	C1	3,20-3,60	Limo con sabbia deb. Ghiaiosa	1,53	1,52	60,41	36,67	11	40	49	0
153 C3 9,00-9,40 Limo con sabbia 1,98 0,82 45,25 29,45 1 35 59 5 154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,7 1,44 59,04 52,66 9 58 33 00 154 C2 8,70-9,20 Limo con sabbia deb. argilloso 1,93 0,98 49,5 33,65 0 26 62 112 155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. Ghiaioso 1,65 1,14 53,32 30,6 10 40 50 00 156 C1 11,80-12,20 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,47 1,52 60,41 33,6 6 54 38 22 157 C1 15,50-15,70 Limo con sabbia 2,07 0,56 35,96 16,89 3 26 67 4 158 C1 6,00-6,40 Limo con sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,77 1,21 54,76 40,48 0 28 64 88 160 C1 4,50-5,00 Sabbia con limo de	153	C2	9,00-9,40	Sabbia con limo deb. Ghiaiosa	1,51	1,53	60,47	37,05	13	55	32	0
154 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,7 1,44 59,04 52,66 9 58 33 0 154 C2 8,70-9,20 Limo con sabbia deb. argilloso 1,93 0,98 49,5 33,65 0 26 62 12 155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. Ghiaioso 1,65 1,14 53,32 30,6 10 40 50 0 156 C1 11,80-12,20 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,47 1,52 60,41 33,6 6 54 38 2 157 C1 15,50-15,70 Limo con sabbia 2,07 0,56 35,96 16,89 3 26 67 4 158 C1 6,00-6,40 Limo argilloso deb. Ghiaioso 2,09 0,56 35,92 20,59 7 5 64 24 159 C1 6,20-6,80 Limo con sabbia 1,77 1,21 54,76 40,48 0 28 64 88 160 C1 4,50-5,10 Limo con sabbia 1	153	C3	9,00-9,40	Limo con sabbia	1,98	0,82	45,25	29,45	1	35	59	5
154 C2 8,70-9,20 Limo con sabbia deb. argilloso 1,93 0,98 49,5 33,65 0 26 62 12 155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. Ghiaioso 1,65 1,14 53,32 30,6 10 40 50 0 156 C1 11,80-12,20 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,47 1,52 60,41 33,6 6 54 38 2 157 C1 15,50-15,70 Limo con sabbia 2,07 0,56 35,92 20,59 7 5 64 24 158 C1 6,00-6,40 Limo con sabbia deb. argilloso 2,09 0,56 35,92 20,59 7 5 64 24 159 C1 6,20-6,80 Limo con sabbia deb. argilloso 1,77 1,21 54,76 40,48 0 28 64 8 160 C1 4,50-5,10 Limo argilloso con sabbia 1,9 0,77 43,55 31,35 0 36 48 16 169 C1 4,50-5,10 Limo argilloso con	154	C1	4,30-4,80	Sabbia con limo deb. ghiaiosa	1,7	1,44	59,04	52,66	9	58	33	0
155 C1 4,50-5,00 Limo con sabbia deb. Ghiaioso 1,65 1,14 53,32 30,6 10 40 50 0 156 C1 11,80-12,20 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,47 1,52 60,41 33,6 6 54 38 2 157 C1 15,50-15,70 Limo con sabbia 2,07 0,56 35,92 20,59 7 5 64 24 158 C1 6,00-6,40 Limo con sabbia deb. argilloso 2,09 0,56 35,92 20,59 7 5 64 24 159 C1 6,00-6,40 Limo con sabbia deb. argilloso 1,77 1,21 54,76 40,48 0 28 64 8 160 C1 4,50-5,00 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,6 1,62 61,83 56,43 8 59 33 0 164 C1 4,50-5,10 Limo argilloso con sabbia 1,9 0,77 43,55 31,35 0 36 48 16 170 C1 2,70-3,20 Sabbia con limo deb.	154	C2	8,70-9,20	Limo con sabbia deb. argilloso	1,93	0,98	49,5	33,65	0	26	62	12
156 C1 11,80-12,20 Sabbia con limo deb. ghiatosa 1,47 1,52 60,41 33,6 6 54 38 2 157 C1 15,50-15,70 Limo con sabbia 2,07 0,56 35,96 16,89 3 26 67 4 158 C1 6,00-6,40 Limo argilloso deb. Ghiaioso 2,09 0,56 35,92 20,59 7 5 64 24 159 C1 6,20-6,80 Limo con sabbia deb. argilloso 1,77 1,21 54,76 40,48 0 28 64 8 160 C1 4,50-5,00 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,6 1,62 61,83 56,43 8 59 33 0 164 C1 4,50-5,10 Limo argilloso con sabbia 1,9 0,77 43,55 31,35 0 36 48 16 169 C1 4,30-4,80 Sabbia con limo deb. ghiaioso 1,61 1,31 56,89 33,46 13 43 43 1 170 C1 2,70-3,20 Sabbia limosa deb. Ghi	155	CI	4,50-5,00	Limo con sabbia deb. Ghiaioso	1,65	1,14	53,32	30,6	10	40	50	0
157 C1 15,0-15,70 Limo con sabbia 2,07 0,56 35,96 16,89 5 26 67 4 158 C1 6,00-6,40 Limo argilloso deb. Ghiaioso 2,09 0,56 35,92 20,59 7 5 64 24 159 C1 6,20-6,80 Limo con sabbia deb. argilloso 1,77 1,21 54,76 40,48 0 228 64 8 160 C1 4,50-5,00 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,6 1,62 61,83 56,43 8 59 33 0 164 C1 4,50-5,10 Limo argilloso con sabbia 1,9 0,77 43,55 31,35 0 36 48 16 169 C1 4,30-4,80 Sabbia 1,63 1,27 55,96 51,66 43 41 16 170 C1 2,70-3,20 Sabbia limosa deb. Ghiaiosa 1,59 1,58 61,27 46,98 0 74 20 6 177 C1 4,50-4,80<	100	CI	11,80-12,20	Sabbia con limo deb. ghiaiosa	1,47	1,52	60,41	33,6	6	54	38	2
136 C1 6,00-6,40 Lino arginoso deb. Ginanoso 2,09 0,36 33,92 20,39 7 3 64 24 159 C1 6,20-6,80 Limo con sabbia deb. arginloso 1,77 1,21 54,76 40,48 0 28 64 8 160 C1 4,50-5,00 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,6 1,62 61,83 56,43 8 59 33 0 164 C1 4,50-5,10 Limo argilloso con sabbia 1,9 0,77 43,55 31,35 0 36 48 16 169 C1 4,30-4,80 Sabbia 1,63 1,27 55,96 51,66 43 1 170 C1 2,70-3,20 Sabbia con limo deb. ghiaioso 1,61 1,31 56,89 33,46 13 43 1 171 C1 4,50-4,80 Sabbia limosa deb. Ghiaiosa 1,59 1,58 61,27 46,98 0 74 20 6 172 C1 11,50-12,00 Limo con argilla 2,03 <td>157</td> <td>CI</td> <td>6 00 6 40</td> <td>Limo con sabbia</td> <td>2,07</td> <td>0,56</td> <td>35,90</td> <td>20,50</td> <td>3</td> <td>20</td> <td>6/</td> <td>4</td>	157	CI	6 00 6 40	Limo con sabbia	2,07	0,56	35,90	20,50	3	20	6/	4
103 C1 0.20-0.80 Linb C01 adola dec. arginoso 1,77 1,21 34,70 40,48 0 23 04 3 160 C1 4.50-5,00 Sabbia con limo deb. ghiaiosa 1,6 1,62 61,83 56,43 8 59 33 0 164 C1 4.50-5,10 Limo argilloso con sabbia 1,9 0,77 43,55 31,35 0 36 48 16 169 C1 4.30-4,80 Sabbia 1,63 1,27 55,96 51,66 43 43 11 170 C1 2,70-3,20 Sabbia con limo deb. ghiaioso 1,61 1,31 56,89 33,46 13 43 43 11 171 C1 4,50-4,80 Sabbia limosa deb. Ghiaiosa 1,59 1,58 61,27 46,98 0 74 20 6 172 C1 11,50-12,00 Limo con argilla 2,03 0,62 38,61 13,1 0 3 64 33 173 C1 3,50-4,00	150	CI	6 20 6 80	Limo arginoso deb. Onnaioso	2,09	1.21	54.76	20,39	/	28	64	24
160 C1 4,50-5,00 Sabbla Col linib deb. ginalosa 1,0 1,02 51,65 50,45 6 55 55 164 C1 4,50-5,10 Limo argilloso con sabbia 1,9 0,77 43,55 31,35 0 36 48 16 169 C1 4,30-4,80 Sabbia 1,63 1,27 55,96 51,66 170 C1 2,70-3,20 Sabbia con limo deb. giniaioso 1,61 1,31 56,89 33,46 13 43 43 1 171 C1 4,50-4,80 Sabbia limosa deb. Ghiaiosa 1,59 1,58 61,27 46,98 0 74 20 6 172 C1 11,50-12,00 Limo con argilla 2,03 0,62 38,61 13,1 0 3 64 33 173 C1 3,50-4,00 Limo con sabbia giniaiosa 1,66 1,29 56,33 45,69 16 34 49 1 173 C2 9,30-9,80 Limo deb. Argilloso 1,9 0,7 41,24 15,13	160	CI	4 50-5 00	Sabbia con limo deb. ghiaiosa	1,77	1,21	61.83	56 /3	8	50	33	0
161 110 1	164	CI	4,50-5,10	Limo argilloso con sabhia	1,0	0.77	43.55	31 35	0	36	48	16
170 C1 2,70-3,20 Sabbia con limo deb. ghiaioso 1,61 1,31 56,89 33,46 13 43 43 1 171 C1 2,70-3,20 Sabbia con limo deb. ghiaioso 1,61 1,31 56,89 33,46 13 43 43 1 171 C1 4,50-4,80 Sabbia limosa deb. Ghiaiosa 1,59 1,58 61,27 46,98 0 74 20 6 172 C1 11,50-12,00 Limo con argilla 2,03 0,62 38,61 13,1 0 3 64 33 173 C1 3,50-4,00 Limo con sabbia ghiaiosa 1,66 1,29 56,33 45,69 16 34 49 1 173 C2 9,30-9,80 Limo deb. Argilloso 1,9 0,7 41,24 15,13 0 3 84 13	169	CI	4 30-4 80	Sabbia	1,5	1 27	55.06	51.65	0	50	+0	10
171 C1 4,50-4,80 Sabbia limosa deb. Ghiaiosa 1,59 1,58 61,27 46,98 0 74 20 66 172 C1 11,50-12,00 Limo con argilla 2,03 0,62 38,61 13,1 0 3 64 33 173 C1 3,50-4,00 Limo con sabbia ghiaiosa 1,66 1,29 56,33 45,69 16 34 49 1 173 C2 9,30-9,80 Limo deb. Argilloso 1,9 0,7 41,24 15,13 0 3 84 13	170	CI	2 70-3 20	Sabbia con limo deb obiaioso	1,05	1 31	56.80	33.46	12	42	43	1
172 C1 11,50-12,00 Limo con argilla 2,03 0,62 38,61 13,1 0 3 64 33 173 C1 3,50-4,00 Limo con sabbia ghiaiosa 1,66 1,29 56,33 45,69 16 34 49 1 173 C2 9,30-9,80 Limo deb. Argilloso 1,9 0,7 41,24 15,13 0 3 84 13	171	CI	4.50-4.80	Sabbia limosa deb. Ghiaiosa	1 59	1 58	61.27	46 98	0	74	20	6
173 C1 3,50-4,00 Limo deb. Argilloso 1,66 1,29 56,33 45,69 16 34 49 1 173 C2 9,30-9,80 Limo deb. Argilloso 1,9 0,7 41,24 15,13 0 3 84 13	172	CI	11.50-12.00	Limo con argilla	2.03	0.62	38.61	13.1	0	3	64	33
173 C2 9,30-9,80 Limo deb. Argilloso 1,9 0,7 41.24 15.13 0 3 84 13	173	C1	3.50-4.00	Limo con sabbia ghiaiosa	1.66	1.29	56.33	45.69	16	34	49	1
	173	C2	9,30-9,80	Limo deb. Argilloso	1,9	0,7	41,24	15,13	0	3	84	13

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF.	DESCRIZIONE	γ (g/cm ³)	e (-)	n (%)	W (%)	Ghiaia (%)	Sabbia (%)	Limo (%)	Argilla (%)
174	C1	2,70-3,20	Sabbia con limo deb. Argilloso	1,71	1,09	52,26	27,96	6	46	41	7
175	C1	5,10-5,60	Sabbia con limo	1,54	1,17	53,94	19,27	2	72	25	1
176	C1	5,00-5,50	Limo con argilla	1,73	1,2	54,7	39,63	0	2	63	35
177	C1	2,40-2,90	Limo argilloso deb. Sabbioso	1,89	0,76	43,32	22,43	0	6	72	22
177	C2	8,00-8,50	Limo con argilla	2,09	0,52	34,42	14,76	0	2	64	34
178	C1	7,00-7,60	Limo con argilla	1,97	0,53	34,88	12,15	0	2	72	26
179	C1	7,40-7,90	Limo con argilla deb. sabbioso	1,96	0,63	38,8	13,04	0	6	66	28
180	C1	2,70-3,20	Limo con sabbia deb. argilloso	1,53	2,11	67,84	68,46	0	44	46	10
181	C1	2,90-3,40	Limo con sabbia	1,5	2,38	70,44	82,43	1	36	59	4
182	C1	2,70-3,20	Limo con sabbia	1,53	2,15	68,28	71,93	0	49	50	1
182	C2	10,20-10,70	Limo con argilla	2,11	0,51	33,86	13,39	0	1	55	44
183	C1	5,50-6,00	Limo deb. sabbioso	1,87	1,12	52,84	37,91	5	7	84	4
184	C1	6,90-7,40	Sabbia limosa	1,63	1,04	51,16	36,6	3	79	18	0
184	C2	12,00-12,50	Limo sabbioso deb. Argilloso	1,78	1,13	56,64	46,34	3	23	63	11
185	C1	5,80-6,30	Sabbia limosa	1,62	1,32	57,05	36,28	1	80	17	2
186	C1	4,70-5,20	Sabbia con limo	1,74	1,35	57,57	49,03	0	50	48	2
187	C1	4,00-4,50	Limo con sabbia	1,82	1,11	52,72	40,3	2	30	63	5
187	C2	12,00-12,50	Limo con argilla	1,94	0,79	44,19	18,97	0	1	64	35
191	C1	22,00-22,50	Argilla	1,75	0,87		24,5				
215	C1	3,00-3,50	Sabbia	1,6			15				
216	C1	4,00-4,50	Limo sabbioso	1,6			30				
217	C1	5,00-5,50	Sabbia	1,6			14				
218	C1	3,00-3,50	Sabbia limosa	1,6			28				
219	C1	3,50-4,00	Sabbia	1,4			18				
220	C1	3,00-3,50	Sabbia	1,4			16				
221	C1	4,50-5,00	Sabbia	1,5			20				
222	C1	4,00-4,50	Sabbia	1,6			16				
222	C2	8,00-8,50	Limo sabbioso	1,5			32				
223	C1	4,00-4,50	Sabbia	1,4			20				
225	C1	4,00-4,50	Limo sabbioso	1,5			29				
226	C1	3,50-4,00	Sabbia con limo	1,5			26				
227	C1	4,00-4,50	Sabbia con ciottoli	1,6			28				
229	C1	4,00-4,50	Limo argilloso	1,5			26				
232	C1	4,00-4,60	Limo	1,78			25,4				
232	C2	6,00-6,60	Limo	1,55			32,5				
233	CI	2,50-3,10	Tuto verde	1,2			31,5				
234	CI	3,00-3,60	Argilla gialla	1,6	0,85		29,15				
234	C2	6,00-6,60	Argilla gialla	1,65	0,9		28,7				
200		1,50-2,10	Argina giana	1,87			27,4				
230	C1	3,40-4,00	Limo	1,47			40,5				
310	C1	6.00-6.60	Argilla	1,1	0.85		30.2				
311	C1	4 20-4 80	Limo	1,0	0,03		30,2				
312	C1	1 50_2 00	Limoargilloso deb Sabbioso	1,2	0,9	47.81	34.06	3	12	66	10
313	C1	3.00-3.50	Limo con argilla deb sabbioso	1 72	1.2	54 84	41 79	5	8	55	32
317	C1	1.50-2.10	Sabbia con limo deb. Ghiaioso	1 55	1 38	58	48.44	12	51	37	0
318	C1	1.50-2.10	Sabbia con limo deb. chiaioso	1,55	1 35	57 53	46 74	7	51	42	0
318	C2	3.00-3.60	Sabbia con limo deb. ghiaioso	1.71	1,55	59.18	55.41	13	52	35	0
318	C3	6,00-6,60	Limo con sabbia	1,66	1,17	53,91	49,5	2	36	62	0

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF.	DESCRIZIONE	γ (g/cm ³)	e (-)	n (%)	W (%)	Ghiaia (%)	Sabbia (%)	Limo (%)	Argilla (%)
319	C1	4,70-5,90	Sabbia limosa	1,5	0,9		19				
320	C1	2,00-2,60	Sabbia	1,4	0,95		18,24				
321	C1	3,20-3,80	Sabbia	1,3	0,92		24,12				
323	C1	5,30-5,90	Sabbia	1,3	0,9		25,5				
323	C2	15,00-15,60	Limo sabbioso	1,4	0,9		32,15				
324	C1	2,80-3,10	Argilla	1,63	0,87		27				
328	C1	3,10-3,50	Argilla sabbiosa	1,6	0,87		20,14				
391	C1	3,00-3,50	Limo argilloso	1,7			22				
392	C1	3,50-4,00	Argilla	1,8			20				
393	C1	8,00-8,50	Limo argilloso	1,5			30				
394	C1	4,50-5,00	Sabbia	1,5			27				
395	C1	4,50-5,00	Sabbia con limo	1,5			20				
397	C1	9,00-9,50	Argilla limosa deb. sabbiosa	1,82	0,82	44	22	0	12	37	51
397	C2	18,00-18,50	Argilla limosa deb. Sabbiosa					0	10	24	66
398	C1	7,50-7,90	Argilla limosa deb. sabbiosa	1,73	0,8	48	22,5	0	11	21	68
398	C2	11,00-11,50	Argilla con limo deb. sabbiosa	2,01	0,7	41	25,1	0	8	31	61
399	C1	3,00-3,40	Limo con sabbia	1,65	1,34	57	37,2	0	41	59	0
399	C2	14,00-14,50	Sabbia con limo	1,55	1,04	51	42	0	61	39	0
400	C1	11,50-12,00	Limo con sabbia	1,52	1,17	54	31,4	0	45	55	0
400	C2	17,00-17,50	Limo con argilla deb. sabbioso	1,75	0,82	45	19	0	8	56	36
401	C1	4,00-4,60	Limo con sabbia	1,51	1,43	58,9	38,97	1	38	61	0
402	C1	4,00-4,60	Limo con sabbia	1,27	2,47	71,31	63,71	1	39	60	0
403	C1	4,20-4,80	Limo con argilla	1,81	0,78	44,03	22,15	0	4	64	32
403	C2	11,00-11,30	Limo con argilla	1,76	0,7	41,18	11	0	0	66	34
404	C1	4,00-4,60	Limo con sabbia ghiaioso	1,57	1,05	51,22	23,58	19	31	50	0
405	C1	5,00-5,50	Sabbia con limo deb. ghiaiosa	1,61	1,29	56,2	39,41	10	56	34	0
405	C2	8,50-9,00	Limo con argilla	1,7	0,78	43,82	10,86	0	1	66	33
406	C1	4,00-4,50	Limo con argilla	1,89	0,67	40,28	14,29	0	2	65	33
407	C1	4,50-5,00	Limo con argilla deb. sabbioso	1,76	0,66	30,98	12,9	0	9	60	31
408	C1	9,50-9,80	Limo con argilla	1,75	0,66	39,76	11,72	0	5	63	32
423	C1	3,50-3,90	Limo con sabbia	1,48	2,15	68	42	0	36	64	0
424	C1	14,00-14,50	Argilla limosa	1,78	1,04	51	22,8	0	5	13	82
448	C1	3,40-3,90	Limo	2,02	0,62	38,2	20,46	0	3	92	5
449	C1	6,20-6,60	Limo deb. Sabbioso	2,09	0,55	35,75	16,32	0	13	87	0
452	C1	13,90-14,30	Limo con sabbia deb. argilloso	1,99	0,57	36,84	17,44	0	25	62	13
453	C1	4,10-4,50	Limo con argilla deb. Sabbioso	2,07	0,58	36,79	19,47	0	14	58	28
454	C1	4,00-4,40	Limo	1,9	0,72	41,82	15,6	0	0	96	4
455	C1	2,00-2,40	Sabbia con limo e ghiaia	1,75	1,05	51,44	36,77	25	46	29	0
455	C2	4,00-4,50	Limo con sabbia	1,81	1,02	50,67	28,64	2	36	61	1
456	C1	2,00-2,40	Limo argilloso	1,85	0,88	46,92	23,76	1	3	76	20
456	C2	4,00-4,40	Limo deb. Ghiaioso	1,9	0,88	47,02	26,18	7	5	85	3
456	C3	7,00-7,50	Limo argilloso	2,1	0,68	40,62	23,84	0	1	83	16
Tabella	7.3										
----------	-----										
1 abcina											

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF.	DESCRIZIONE	φ' (°)	c' (kg/cm²)	TIPOLOGIA	f ' (°)	c' (kg/cm ²)	c _u (kg/cm ²)
1	C1	3,00-3,60	Limo			CIU	15	0,45	
2	C1	2,20-2,80	Limo	15	0,01				
5	C1	2,00-2,60	Sabbia limosa	22	0				
10	C1	6,50-7,10	Limo sabbioso			CIU	20	0,3	
11	C1	8,00-8,60	Tufo grigio	23	0				
12	C1	7,00-7,60	Sabbia limosa	20	0				
13	C1	2,00-2,40	Limo sabbioso	20	0,01				
13	C2	4,40-4,90	Tufo giallo			CIU	21	0,26	
14	C1	3,00-3,60	Pomici	28	0				
15	C1	3,00-3,60	Tufo giallo			CIU	25	2	
16	C1	2,00-2,60	Tufo giallo			CIU	28	1,5	
16	C2	10,50-11,10	Tufo grigio			CIU	28	0,6	
17	C1	2,40-3,00	Pomici	32	0				
18	C1	3,00-3,60	Sabbia pomicea						
19	C1	2,00-2,60	Limo sabbioso			CIU	15	0,3	
25	C1	4,00-4,60	Argilla limosa			CIU	10	0,5	
26	C1	3,60-4	Sabbia con limo						
29	C1	2,60-3,10	Argilla gialla			UU	0		1
32	C1	4,00-4,60	Limo sabbioso			CIU	15	0,3	
60	C1	7,10-7,70	Limo con ciottoli	15	0				
61	C1	5,80-6,40	Limo argilloso			CIU	15	0,3	
65	C1	3,00-3,60	Sabbia limosa	25	0				
65	C2	7,00-7,60	Limo argilloso			CIU	18	0,3	
66	C1	5,50-6,00	Argilla			UU	0		1,3
69	C1	4,40-4,90	Sabbia	28	0				
69	C2	12,00-12,50	Sabbia	28	0				
70	C1	6,00-6,60	Sabbia	28	0				
/1	C1	4,40-5,00	Pomici	28	0				
72	C1	2,10-2,70	Limo sabbioso	16	0,2				
72	C2	3,20-3,80	Pomici	30	0				
//	C1	2,00-2,60	Limo argilloso			CIU	15	0,4	
//	C2	6,00-6,50	Limo argilloso			CIU	16	0,1	
78	C1	3,00-3,60	Pomici	30	0				
85	C1	3,20-3,70	Limo	18	0				
86	C1	3,20-3,70	Limo	16	0				
86	C2	11,00-11,50	Argilla			UU	0		1
87	C1	3,20-3,70	Sabbia	22	0				
87	C2	6,40-6,90	Limo	19	0				
88	C1	3,50-4,10	Limo	14	0				
88	C2	10,20-10,70	Argilla			UU	0		1,2
89	C1	5,50-6,10	Limo	17	0				
90	C1	7,50-8,00	Argilla			UU	0		1,2
92	C1	3,30-3,80	Sabbia	23	0				
95	C1	2,60-3,00	Limo			CIU	14	0,2	
100	C1	7,40-8,00	Limo sabbioso	22	0,1				ļ
105	C1	8,50-9,10	Argilla			UU	0		1,5
106	C1	4,60-5,20	Limo			CIU	10	0,3	

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF.	DESCRIZIONE	φ' (°)	c' (kg/cm²)	TIPOLOGIA	f ' (°)	c' (kg/cm ²)	c _u (kg/cm ²)
106	C2	7,00-7,50	Limo						
107	C1	8,00-8,60	Argilla gialla	10	0,5	UU	0		1,2
107	C2	10,00-10,60	Argilla			UU	0		1,3
108	C1	4,50-5,10	Limo			CIU	8	0,45	
108	C2	8,50-9,10	Argilla			UU	0		1,5
109	C1	3,30-4,10	Argilla			CIU	10	0,3	
121	C1	3,00-3,60	Limo con argilla sabbioso			CD/UU	26	0,6	2
123	C1	3,00-3,60	Limo con argilla deb. sabbioso						
123	C2	6,00-6,60	Limo con sabbia argilloso						
124	C1	3,00-3,60	Argilla con limo deb. sabbioso	15	0,16				
126	C1	5,30-5,80	Argilla			UU	0		1
127	C1	6,00-6,50	Argilla gialla			UU	0		1,2
129	C1	5,50-6,00	Limo (cinerite)	25	0				
130	C1	4,50-5,00	Sabbia limosa	27	0				
131	C1	3,50-4,00	Limo	10	0,3				
133	C1	4,00-4,50	Sabbia limosa	25	0				
134	C1	4,00-450	Argilla limosa			UU	0		1
135	C1	5,00-5,50	Argilla						
136	C1	8,50-9,00	Argilla con limo deb. Sabbiosa	19	0,4				
139	C1	9,10-9,60	Sabbia con argilla limosa						·
140	C1	8,10-8,60	Argilla con limo sabbiosa	20,5	0,3				·
141	C1	6,00-6,50	Sabbia con limo argillosa	26,5	0,1				
142	C2	10,70-11,20	Argilla con limo sabbioso						
143	C1	10,10-10,60	Argilla con limo			CD	16,5	0,45	
148	C1	3,30-3,80	Limo con argilla sabbioso	22	0,2				
149	C1	3,00-3,50	Limo con argilla sabbioso	24	0,25				
149	C2	8,60-9,10	Limo con ghiaia sabbioso limoso	18	0,25				
150	C1	4,80-5,30	Argilla con limo deb. Sabbioso	21,5	0,3				
150	C2	14,60-15,10	Limo con sabbia deb. Argilloso	28,5	0,05				L
151	C1	2,00-2,50	Sabbia deb. Limosa	30	0				
151	C2	15,40-15,90	Argilla limosa deb. Sabbiosa			CD	18	0,4	
152	C1	2,20-2,70	Sabbia con limo deb. Ghiaiosa	31,3	0				
153	C1	3,20-3,60	Limo con sabbia deb. Ghiaiosa	34,2	0	UU			
153	C2	9,00-9,40	Sabbia con limo deb. Ghiaiosa	34,5	0				
153	C3	9,00-9,40	Limo con sabbia	24,5	0,08				
154	C1	4,30-4,80	Sabbia con limo deb. ghiaiosa	35,6	0				
154	C2	8,70-9,20	Limo con sabbia deb. argilloso	22,8	0,21				
155	C1	4,50-5,00	Limo con sabbia deb. Ghiaioso	29,8	0				
156	C1	11,80-12,20	Sabbia con limo deb. ghiaiosa	26,8	0,07				
157	C1	15,50-15,70	Limo con sabbia	23,8	0,24				
158	C1	6,00-6,40	Limo argilloso deb. Ghiaioso	23,7	0,27				
159	C1	6,20-6,80	Limo con sabbia deb. argilloso	26,8	0,18				
160	C1	4,50-5,00	Sabbia con limo deb. ghiaiosa	32	0				
164	C1	4,50-5,10	Limo argilloso con sabbia			UU	0		1,72
169	C1	4,30-4,80	Sabbia	35	0				
170	C1	2,70-3,20	Sabbia con limo deb. ghiaioso	31,5	0				
171	C1	4,50-4,80	Sabbia limosa deb. Ghiaiosa	27,9	0,04				
172	C1	11,50-12,00	Limo con argilla	23,4	0,19				

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF.	DESCRIZIONE	φ' (°)	c' (kg/cm²)	TIPOLOGIA	f ' (°)	c' (kg/cm ²)	c _u (kg/cm ²)
173	C1	3,50-4,00	Limo con sabbia ghiaiosa	28	0				
173	C2	9,30-9,80	Limo deb. Argilloso	22	0,1				
174	C1	2,70-3,20	Sabbia con limo deb. Argilloso	30,5	0,03				
175	C1	5,10-5,60	Sabbia con limo	32	0				
176	C1	5,00-5,50	Limo con argilla	24	0,12				
177	C1	2,40-2,90	Limo argilloso deb. Sabbioso	22	0,1				
177	C2	8,00-8,50	Limo con argilla	24	0,12				
178	C1	7,00-7,60	Limo con argilla	24	0,23				
179	C1	7,40-7,90	Limo con argilla deb. sabbioso						
180	C1	2,70-3,20	Limo con sabbia deb. argilloso	26	0,08				
181	C1	2,90-3,40	Limo con sabbia	26	0,05				
182	C1	2,70-3,20	Limo con sabbia	29	0,05				
182	C2	10,20-10,70	Limo con argilla	21	0,26				
183	C1	5,50-6,00	Limo deb. sabbioso	23	0,18				
184	C1	6,90-7,40	Sabbia limosa	31,4	0				
184	C2	12,00-12,50	Limo sabbioso deb. Argilloso						
185	C1	5,80-6,30	Sabbia limosa	30	0				
186	C1	4,70-5,20	Sabbia con limo	27	0,03				
187	C1	4,00-4,50	Limo con sabbia	26,5	0,06				
187	C2	12,00-12,50	Limo con argilla	24,8	0,18				
191	C1	22,00-22,50	Argilla			UU	0		1,5
215	C1	3,00-3,50	Sabbia	20	0,05				
216	C1	4,00-4,50	Limo sabbioso	15	0,03				
217	C1	5,00-5,50	Sabbia	25	0				
218	C1	3,00-3,50	Sabbia limosa	25	0,03				
219	C1	3,50-4,00	Sabbia	24	0				
220	C1	3,00-3,50	Sabbia	25	0				
221	C1	4,50-5,00	Sabbia	20	0				
222	C1	4,00-4,50	Sabbia	26	0				
222	C2	8,00-8,50	Limo sabbioso	24	0				
223	C1	4,00-4,50	Sabbia	23	0				
225	C1	4,00-4,50	Limo sabbioso	24	0,01				
226	C1	3,50-4,00	Sabbia con limo	24	0				
227	C1	4,00-4,50	Sabbia con ciottoli	35	0				
229	C1	4,00-4,50	Limo argilloso	24	0				
232	C1	4,00-4,60	Limo			UU	0		1,2
232	C2	6,00-6,60	Limo			CIU	24	0,15	
233	C1	2,50-3,10	Tufo verde			CIU	25	1	
234	C1	3,00-3,60	Argilla			UU	0		1,2
234	C2	6,00-6,60	Argilla			UU	0		1,5
235	C1	1,50-2,10	Argilla gialla			UU	0		0,9
236	C1	3,40-4,00	Limo con sabbia	15	0,1				
310	C1	4,00-4,70	Limo			CIU	15	0,2	
310	C2	6,00-6,60	Argilla			UU	0		1
311	C1	4,20-4,80	Limo			CIU	16	0,2	
312	C1	1,50-2,00	Limoargilloso deb. Sabbioso	24	0,2				
313	C1	3,00-3,50	Limo con argilla deb. sabbioso	23	0,25				
317	C1	1,50-2,10	Sabbia con limo deb. Ghiaioso	30	0				

SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF.	DESCRIZIONE	φ' (°)	c' (kg/cm²)	TIPOLOGIA	f ' (°)	c' (kg/cm ²)	c _u (kg/cm ²)
318	C1	1,50-2,10	Sabbia con limo deb. ghiaioso	31	0				
318	C2	3,00-3,60	Sabbia con limo deb. ghiaioso	28	0				
318	C3	6,00-6,60	Limo con sabbia	26	0,05				
319	C1	4,70-5,90	Sabbia limosa	25	0				
320	C1	2,00-2,60	Sabbia	30	0				
321	C1	3,20-3,80	Sabbia	29	0				
323	C1	5,30-5,90	Sabbia	28	0				
323	C2	15,00-15,60	Limo sabbioso	27	0				
324	C1	2,80-3,10	Argilla			UU	0		0,9
328	C1	3,10-3,50	Argilla sabbiosa			CIU	10	0,95	
391	C1	3,00-3,50	Limo argilloso			UU	0		0,55
392	C1	3,50-4,00	Argilla			UU	0		0,9
393	C1	8,00-8,50	Limo argilloso	10	0,01				
394	C1	4,50-5,00	Sabbia	26	0				
395	C1	4,50-5,00	Sabbia con limo	24	0				
397	C1	9,00-9,50	Argilla limosa deb. sabbiosa						
397	C2	18,00-18,50	Argilla limosa deb. Sabbiosa			CIU/UU	19	0,22	0,65
398	C1	7,50-7,90	Argilla limosa deb. sabbiosa			CIU	20	0,3	
398	C2	11,00-11,50	Argilla con limo deb. sabbiosa			CIU/UU	21	0,1	1,1
399	C1	3,00-3,40	Limo con sabbia	24	0,1				
399	C2	14,00-14,50	Sabbia con limo	24	0				
400	C1	11,50-12,00	Limo con sabbia	30	0				
400	C2	17,00-17,50	Limo con argilla deb. sabbioso			CIU	23	0,4	
401	C1	4,00-4,60	Limo con sabbia	22	0,15				
402	C1	4,00-4,60	Limo con sabbia	22	0,1				
403	C1	4,20-4,80	Limo con argilla	23	0,2				
403	C2	11,00-11,30	Limo con argilla	25	0,25				
404	C1	4,00-4,60	Limo con sabbia ghiaioso	31	0				
405	C1	5,00-5,50	Sabbia con limo deb. ghiaiosa	21	0,05				
405	C2	8,50-9,00	Limo con argilla	24	0,3				
406	C1	4,00-4,50	Limo con argilla	25	0,25				
407	C1	4,50-5,00	Limo con argilla deb. sabbioso	25	0,2				
408	C1	9,50-9,80	Limo con argilla	24	0,3				
423	C1	3,50-3,90	Limo con sabbia	18	0,1				
424	C1	14,00-14,50	Argilla limosa			CIU	22	0,8	
448	C1	3,40-3,90	Limo	19	0,12				
449	C1	6,20-6,60	Limo deb. Sabbioso	23	0,1				
452	C1	13,90-14,30	Limo con sabbia deb. argilloso	27	0,05				
453	C1	4,10-4,50	Limo con argilla deb. Sabbioso	27,5	0,05		-		-
454	C1	4,00-4,40	Limo	25	0,2				
455	C1	2,00-2,40	Sabbia con limo e ghiaia	31	0				
455	C2	4,00-4,50	Limo con sabbia	28	0,08		-		-
456	C1	2,00-2,40	Limo argilloso	26	0,15				
456	C2	4,00-4,40	Limo deb. Ghiaioso	26	0,15				
456	C3	7,00-7,50	Limo argilloso	27	0,2				

7.2. PARAMETRIZZAZIONE GEOFISICA

Un altro aspetto di interesse, sviluppato nell'ambito di questa tesi, è stato la realizzazione della parametrizzazione geofisica dei terreni riconosciuti nel sottosuolo di Avellino, tenendo presenti i risultati ottenuti dalla modellizzazione geologico-geotecnica.

In particolare si sono correlati i valori della velocità delle onde di taglio, ricavati da prove *down-hole*, con i risultati delle prove SPT allo scopo di definire delle leggi di correlazione caratteristiche per i litotipi presenti nel sottosuolo di Avellino.

I sondaggi raccolti e catalogati, oltre ai valori relativi alle proprietà fisiche, alle proprietà indice, prove di taglio diretto, edometro e prova triassiale, hanno fornito anche i dati relativi alla prova SPT. In particolare, sono state analizzate circa 300 prove SPT (Tabella 7.5) distribuite su tutto il territorio comunale di Avellino, che sono state realizzate a differenti profondità in corrispondenza dei diversi litotipi del sottosuolo (Figura 7.1).



Figura 7.1: Carta dell'ubicazione dei sondaggi geognostici nel centro storico della Città di Avellino

Inoltre, sono stati analizzati i risultati di diverse prove *downhole* realizzate in corrispondenza di alcuni sondaggi (Figura 7.2). Dal confronto di tali dati con le stratigrafie dei relativi sondaggi, e tenendo presenti anche i dati da letteratura, è stato possibile determinare il *range* di variazione delle V_S per i differenti litotipi riconosciuti nel sottosuolo di Avellino (Tabella 7.4).

Tipo di terreno	V _S (m/sec)
Materiale alluvionale	100-150
Piroclastiti poco addensate	150-400
Tufo litoide	700-1000
Tufo mediamente compatto	450 - 500
Argille giallastre con ciottoli	550-800
Argille grigie azzurre	700 - 1000

Tabella 7.4: Vs dei litotipi riconosciuti

Successivamente i valori delle V_s ricavati da prove di sismica in foro di sondaggio (*down-hole*) analizzati sono stati messi in correlazione con i dati delle SPT, realizzate nelle aree di interesse in corrispondenza delle litologie indagate.



Figura 7.2: Esempio di stratigrafia e down-hole: sondaggio 401.

In particolare sono stati esaminati i dati delle V_s e delle SPT relativi alle piroclastiti, ai conglomerati ed alle argille grigioazzurre riconosciuti nel sottosuolo di Avellino.

I dati relativi alle piroclastiti, analizzati in questo studio, sono mostrati in diagramma bilogaritmico nella Figura 7.3, in cui è riportata anche la legge empirica trovata per la suddetta correlazione ed il relativo indice di correlazione R^2 .



Figura 7.3: Diagramma bilogaritmico della relazione $V_{\rm s}/N_{\rm \scriptscriptstyle SPT}$ per le piroclastiti del sottosuolo di Avellino

Inoltre, sono stati analizzati in questo studio anche i dati relativi ai conglomerati di Avellino, che sono diagrammati in un grafico bilogaritmico nella Figura 7.4, in cui è riportata anche la legge empirica di correlazione trovata ed il relativo indice di correlazione R^2 .



Figura 7.4: Diagramma bilogaritmico della relazione $V_{\text{s}}/N_{\text{spt}}$ per i conglomerati di Avellino

Per quanto riguarda le argille grigio-azzurre, l'analisi dei dati delle prove SPT ha messo in evidenza che tutte le prove realizzate in corrispondenza di questo litotipo sono andate a rifiuto. Per tale motivo non è stato possibile utilizzare questi dati per poter determinare una relazione sperimentale con le V_S registrate per questo litotipo. E' evidente quindi che tale formazione può considerarsi un mezzo rigido (V_S>800 m/s e N_{SPT} a rifiuto) e rappresenta una delle formazioni rigide costituenti il basamento.

Tabella 7.5

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{ m SPT}$
1	3 11	argilla sabbiosa giallo brunastra con minuti detriti poligenici	3.60 - 4.05	1-1-2
2	2 3	pozzolana grigio giallastra	2,80-3,25	4-4-5
3	3 3,8	limo deb. sabbioso bruno nerastro lievemente humificato	3,00 - 3,45	6-9-11
5	1 13	sabbia limosa cineritica grigiastra	2,60 - 3,05	10-15-18
6	7 8,5	sabbia fine limosa grigia con pomici lievemente cementata	8,00 - 8,45	13-19-19
7	4,6 8	sabbia limosa grigiastra con minute pomici	7,00 - 7,45	5-7-10
7	8 10,3	argilla debolmente limosa debolmente sabbiosa giallo brunastra con sporadici e minuti detriti poligenici (calcarei e marnosi)	8,00 - 8,45	5-6-10
8	4 6,7	c.s. con ciottoli, brecce e ghiaia	5,00 - 5,45	8-7-5-
10	6,5 16	sabbia fine limosa cineritica grigiastra	7,10 - 7,55	9-11-13
11	4,8 22	sabbia limosa cineritica grigiastra	8,60 - 9,05	18-24-31
12	6 24	limo sabbioso cineritico grigiastro	7,60 - 8,05	13-13-12
13	0 3,4	sabbia limosa bruno nerastra con elementi poligenici di riporto	2,40 - 2,85	4-2-2
13	4,4 6	tufo giallo totalmente degradato e disgegato	4,90 - 5,35	3-5-5-
14	3 4,5	limo argilloso deb. sabbioso bruno giallastro con livelletti sabbiosi grigiastri	3,60 - 4,05	6-6-8
15	0,6 4,1	sabbia limosa bruno nerastra con elementi poligenici di riporto	3,50 - 3,95	10-7-6-
15	7,2 20	sabbia limosa cineritica grigiastra	9,05 - 9,50	20-20-17
16	2 3	pozzolana sabbiosa: sabbia limosa giallastra	2,75 - 3,05	22-45-50
16	10,5 20	limo sabbioso cineritico grigiastro con sporadiche pomici	11,10 - 11,55	15-20-21
17	0,5 4	sabbia limosa bruno grigiastra con venature grigiastre e sporadiche e minute pomici	3,00 - 3,45	7-3-3
18	2 5	pozzolana rimaneggiata: limo sabbioso bruno con rade e minute pomici a tratti ricco di pomici alterate	3,60 - 4,05	4-3-3
19	0 7	pozzolana bruna con elementi tufacei (riporto)	2,60 - 3,05	2-2-3
20	4,5 21	sabbia limosa cineritica grigiastra	5,50 - 5,95	19-19-18
24	2,3 4,5	pozzolana rimaneggiata: limo sabbioso bruno con pomici	4,60 - 5,05	3-5-6
25	3,4 6,2	pozzolana sabbiosa bruna con minute pomici	4,00 - 4,80	1-1-1
29	1,4 3,2	argilla bruna con frequenti livelletti nerastri	3,10 - 3,25	4
29	3,2 4,2	argilla bruno giallastra a tratti debolmente sabbiosa con brecciole poligeniche	3,25 - 3,55	6-7
31	8,4 9,5	pozzolana sabbiosa: sabbia fine limosa grigia	9,20 - 9,50	19-25

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{\rm SPT}$
31	9,5 20	sabbia debolmente limosa grigio nerastra	9,50 - 9,65	25
32	5,5 17	limo sabbioso giallastro con pomici (tufo giallo alterato e disgregato)	8,60 - 9,05	18-34-31
60	5,6 7,9	c.s. a tratti argillosa	7,70 - 7,85	4
60	7,9 13,5	argilla limosa debolmente sabbiosa grigio giallastra con ghiaia e brecciole parzialmente degradate	7,85 - 8,15	7-5
61	6,4 13,4	argilla debolmente limosa grigio verdastra	6,80 - 7,25	11-14-15
64	2 3,8	argilla limosa bruna	3,40 - 3,85	6-3-6
65	1,5 4,2	sabbia limosa bruna	3,60 - 4,05	4-5-5
65	7 8,2	argilla debolmente marnosa grigiastra	7,60 - 8,05	5-6-10
65	8,2 14	argilla marnosa sabbiosa grigiastra	9,00 - 9,45	12-20-29
66	4,2 4,5	ghiaia e brecce poligeniche con limo sabbioso grigiastro	4,20 - 4,50	34-26
66	4,5 7	argilla limosa debolmente marnosa grigiastra	4,50- 4,65	22
68	1 5,5	sabbia limosa debolmenete argillosa grigio giallastra con minuti elementi poligenici e piccole pomici	3,40 - 3,85	5-6-6
68	7,2 10,5	argilla debolmenete limosa grigiastra con venature grigio verdastre, inglobante minute brecciole, ciottoli e ghiaia poligenici	9,50 - 9,95	6-12-14
68	12,5 16,5	argilla marnosa grigiastra	14,00 - 14,45	11-8-8
69	4 8	sabbia debolmente limosa bruno giallastra	4,90 - 5,35	9-8-7
69	10 14,1	limo argilloso bruno giallastro con minute pomici parzialmente degradate	12,60 - 13,05	2-3-5
70	1 7,5	tufo giallo degradato e disgregato	4,50 - 4,95	10-6-5
70	8,9 14,9	sabbia limosa grigiastra con minute pomici alla base	10,50 - 10,95	18-32-44
71	4 7,5	sabbia limosa bruna con intercalazioni sabbiose pumicee giallastre	5,00 - 5,45	6-3-2
71	7,5 10,5	sabbia limosa debolmente argillosa bruno giallastra con livelletti più sabbiosi	8,10 - 8,55	4-6-7
71	10,5 13,2	sabbia limosa grigio giallastra a tratti con minute pomici	11,10 - 11,55	7-9-10
72	12,5 14,1	argilla debolmente limosa giallastra con sporadiche brecce marnose	13,00 - 13,45	8-12-16
72	2 4,5	limo sabbioso debolmente argilloso bruno con minute pomici	3,80 - 4,25	6-5-10
72	6,7 11,5	argilla limosa debolmente sabbiosa bruno giallasta	9,70 - 10,15	10-10-6
73	7,6 9,2	ciottoli e ghiaia prevalentemente calcarei in matrice limo sabbiosa	7,60 - 8,05	6-8-13
74	3,5 5,5	ciottoli e ghiaia calcarei con sabbia limosa bruno giallastra	3,60 - 4,05	2-6-5
74	5,5 18,5	argilla marnosa scagliosa grigiastra a tratti plastica inglobante sporadici ciottoli	7,50 - 7,67	34- rifiuto
75	5,3 6	sabbia debolmente limosa grigio giallastra	5,30 - 5,75	2-3-7

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{\rm SPT}$
76	4,5 6	limo sabbioso debolmente argilloso bruno giallastro	4,8 - 5,25	1-1-1
77	1,8 3,5	limo sabbioso bruno con rade pomici degradate	2,60 - 3,05	2-3-3
78	2 4,5	c.s. bruno giallastra	3,60 - 4,05	3-4-6
85	0,5 7,7	pozzolana rimaneggiata brunastra con livelli pomicei	3,70 - 4,15	2-6-14
86	2,5 6,2	pozzolana argillificata	3,80 prova sospesa xchè con 1 colpo la batteria si è infissa di 1,5 m	1-sospesa
86	9,6 11,7	argilla giallastra	11,50 - 11,65 11,65	14
86	11.7 16	areilla marnosa grigiastra inglobante elementi marnosi e calcareo marnosi	11.95	20-35
87	0.5 4	nozzolana rimanegoiata bruna con rare pomici	3 70 - 4 15	1-2-3
07	4 0 1	e on a long a se illife atta kun a son atta pomot	6 00 7 25	1.1.1
07	4 9,1	pozzolana argininicata ofuno fossastra	0,90 - 7,55	1-1-1
87	9,1 11,6	argilla marnosa giallastra con elementi calcareo marnosi	9,50 - 9,95	2-6-6
88	0,4 5,2	pozzolana rimaneggiata brunastra con pomici	4,10 - 4,55	1-1-1
88	5,2 10,2	pozzolana argillificata bruno rossastra	7,50 - 7,95	3-7-7
88	10,2 11,6	argilla giallastra inglobante piccoli detriti calcarei e marnosi	10,70 - 11,15	4-6-8
89	0,6 4,4	pozzolana rimaneggiata brunastra con livelli di pomici	3,20 - 3,65	1-1-1
89	4,4 7	pozzolana argillificata bruno rossastra	6,10 - 6,55	1-1-1
89	9,3 15,4	tufo giallo	9,30 - 9,75	16-28-32
90	15,5 17	calcare marnoso	15,00 - 15,45	2-2-2
91	0,4 6	pozzolana rimaneggiata brunastra	2,90 - 3,35	1-2-1
91	7,1 8,2	argilla marnosa con elementi calcareo-marnosi	8,10 - 8,25	2
91	8,2 11	calcare marnoso	8,25 - 8,55	8-3
92	2,9 5,6	pozzolana verdognola	3,80 - 4,25	10-8-9
93	3 20	ceneri grigiastre	6,10 - 6,55 10,50 - 10,95	3-3-3 4-5-5
95	0,7 4,6	pozzolana rimaneggiata	3,20 - 3,65	6-8-10
98	0,7 9	pozzolana rimaneggiata	3,15 - 3,60 6,10 - 6,55	2-3-5 1-2-4
			3,50 - 3,95 5,00 - 5,45	2-2-3 8- 8-12 11-
100	0,6 11,8	pozzolana brunastra	8,00 - 8,45	14-17
105	3 8	pozzolana argillificata	4,00 - 4,45 6,70 - 7,15	3-4-6 3-5-8
105	8 12	argilla marnosa giallo-verdastra con elementi marnosi e calcareo-marnosi	9,10 - 9,55	3-6-9
108	5 8,5	pozzolana argillificata	5,10 - 5,55	2-4-6

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{\rm SPT}$
108	8,5 10,8	argilla marnosa giallo-verdastra con elementi marnosi e calcareo-marnosi	9,10 - 9,55	6-7-10
109	2,9 9,1	argilla marnosa giallo-verdastra con elementi marnosi e calcareo-marnosi	4,10 - 4,55 6,20 - 6,65	2-3-3 2-4-4
110	2 4,2	pozzolana argillificata rossastra	3,50 - 3,95	1-2-2
126	5,8 10	limo argilloso bruno nerastro con venature giallastre e verdastre, con brecciole poligeniche debolmente marnoso alla base	5,80 - 6,25	4-8-12
127	6,5 10	argilla limosa bruno giallastra con venature brune e noduli nerastri, con brecciole poligeniche	6,50 - 6,95	5-8-15
129	5,5 20	limo argilloso grigio giallastro ricco di brecce poligeniche, anche di grosso diametro max 10 cm.	6,00 - 6,45	7-15-40
130	0,8 6	pozzolana rimaneggiata: limo sabbioso bruno nerastro con elementi poligenici di riporto	5,00 - 5,45	3-8-11
131	3,3 8,7	limo argilloso grigio con venature verdastre a tratti sabbioso, con brecciole poligeniche (da mt. 6,8 a mt. 7,5 arenaria grossolana)	4,00 - 4,45	4-9-18
133	4 6	argilla limosa bruno giallastra con minuti detriti poligenici	5,00 - 5,45	4-9-15
134	4 11,5	argilla limosa bruno giallastra con venature grigiastre ricca di elementi poligenici	5,50 - 5,95	5-8-20
152	1,7 3,2	sabbia debolmente limosa colore marrone scuro	2,70 - 3,15	1-2-3
153	3,2 4,3	sabbia con incluse pomici di colore biancastro	3,60 - 4,05	6-5-2
153	8,8 11,2	sabbia debolmente limosa colore grigiastro con qualche pomice alla base	9,40 - 9,85	3-6-10
154	4,3 6,5	limo debolmente sabbioso con piccole pomici chiare; colore scuro	4,80 - 5,25	1-2-3
154	6,5 9,6	limo debolmente sabbioso con qualche pomici ; colore marroncino	9,20 - 9,65	2-4-5
155	3,3 7,5	sabbia limosa con frammenti di tufo friabile; colore giallognolo	5,00 - 5,45	4-8-5
155	9,4 12,4	sabbia debolmente limosa mediamente addensata con qualche pomice da 11,5 a 12,4 m; colore grigiastro	9,90 - 10,35	10-10-10
156	10,5 23	sabbia fine a luoghi limosa colore grigiastro	12,20 - 12,65	10-13-12
157	14 17,3	sabbia limosa colore giallognolo con qualche intercalazione di limo (da 15 a 17,3 m)	15,70 - 16,15	19-14-12
158	5,5 6,5	limo sabbioso talora argilloso, da plastico a mediamente consistente; colore giallognolo	6,40 - 6,85	12-21-25
159	5 8,2	limo sabbioso marroncino	6,80 - 7,25	1-1-1
160	5 9,8	limo debolmente sabbioso con abbondanti pomici biancastre e/o grigiastre; colore marroncino	5,00 - 5,45	4-5-5
161	3 16,1	argilla grigio-azzurra scagliosa contenente a diversi livelli ghiaia calcarea marnosa	3,2 - 3,43	5-rifiuto
162	3,1 20	argilla scagliosa ricca di ghiaia calcarea marnosa, di colore passante a 9.80 m dal grigio-verde al grigio-azzurro	3,5 - 3,95 6 - 6,04 10 - 10,07	17-20-31 Rifiuto Rifiuto
163	0,5 10.7	piroclastite sabbio-limosa debolmente argillificata; la frazione granulometrica va diminuendo verso il basso: localmente livelli di pomici e lapilli alterati	3 - 3,45 6 - 6,45 9 - 9,45	7-8-10 11-13-16 15-18-22
164	0,5 6,9	piroclastite sabbiosa-limosa(a luoghi fortemente argillificata) avana contenente ciottoli di varia natura e dimensioni	5,10 - 5,55	6-8-10

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{ m SPT}$
164	7,3 20	piroclastite sabbiosa-limosa (a luoghi fortemente argillificata) avana contenente ciottoli di varia natura e dimensioni	8 - 8,45	10-14-18
165	2,5 9	limo sabbioso e sabbia limosa	4 - 4,45 7 - 7,45	6-8-13 4-8-10
165	9 14,5	ghiaia arenacea e calcareo-marnosa in matrice argillosa grigio-verde	10 - 10,20	46-rifiuto
166	3,1 20	argilla grigio-verde alternata ad argilla grigio-azzurra, con ghiaia calcareo marnosa	4 - 4,45 7 - 7,45 9,2 - 9,40	23-27-34 31-37-44 47-rifiuto
169	1,3 4,6	piroclastiti: pomici brune sciolte in forma di sabbia grassolana con diametro 2-10 mm	2,7 - 3,15	3-2-2
170	1,2 4,6	piroclastiti: sabbia limosa bruna poco umida con frammiste pomici biancastre con d=3-10 mm	4,3 - 4,75	2-1-7
171	2,7 3,4	piroclastiti: limo sabbioso bruno giallastro,umido	2,6 - 3,2 con 2 colpi avanzamento di 60 cm	2
172	2,7 3,3	piroclastiti: sabbia argillosa avana scuro umida con rare minuscole pomici grigie	2,8 - 3,25	2-1-2
173	37.6	argilla grigio verdastra, poco umida a consistenza solido plastica; da 5,2 è bagnata e si rinviene frammista e ciettali calcarai bianchi arrotondati con diametro variabile da 2 a 5 cm.	5 3 . 5 75	6.6.10
173	45 7	ghiaia calcarea nocciola chiara in scarsa matrice limosa, i ciottoli hanno d= 2 a 15 cm sono arrotondati	48-525	4-8-9
176	1.6 6	piroclastiti: sabbia argillosa marrone bruciato mediamente umida con frammiste numerose nomici avana: da 2 m è solo sabbia umida	2.7 - 3.15	4-5-4
177	1,8 5	argilla grigio verdastra poco umida a consistenza solido plastica	4 - 4,45	8-11-12
178	1,8 5	argilla debolmente sabbiosa giallastra con screziature verdastre da m 2,3; da 3,8 m per 20 cm è più asciutta e marnosa e per niente plastica	4 - 4,45	18-28-24
180	2,7 4,7	piroclastiti: limo sabbioso bruno rossiccio, umido mediamente plastico	4 - 4,45	1-2-2
181	3,4 5,7	piroclastiti: limo sabbioso bruno, umido a consistenza quasi plastica; alla base si rinvengono alcuni ciottoli calcarei arrotondati	5 - 5,45	8-11-8
182	5,7 6,2	piroclastiti: sabbia limosa bruno chiara, umida	5,7 - 6,15	1-2-2
183	2,8 4,8	piroclastiti: sabbia debolmente limosa bruna, umida, verso la base la porzione limosa aumenta	2,8 - 3,25	1-1-2
184	4,5 16,1	prioclastiti: limo sabbioso bruno chiaro a tratti ben addensato, a medio tasso di umidità; nei tratti meno addensati è plastico	5,6 - 6,05 10 - 10,45	1-1-2 2-2-2
185	1,9 3,8	piroclastiti: limo sabbioso bruno scuro umido, poco addensato	2,9 - 3,25	1-2-2
186	68	piroclastiti: sabbia limosa grigia poco umida	7,2 - 7,65	2-2-3
187	6,8 9	ghiaia calcarea avana in debole matrice limosa avana scuro, i ciottoli bianchi ed avani, sono arrotondati (bagnata)	7,2 - 7,65	12-8-14
188	2,6 3,3	piroclastiti: pomici sciolte biancastre con d=2-5 mm, poco umido	2,6 - 3,05	3-4-2
192	3 5	sabbie limo-ghiaiose alluvionali di colore grigio scuro	4,20- 4,65	1-1-4
193	3,2 3,8	piroclastiti di colore avana a granulometria limo-sabbiosa debolmente argillosa	3,20 - 3,65	5-7-8
194	1,6 5,5	piroclastiti frammiste a terreni fluviali limo-sabbiosi con ciottoli e ghiaie calcarei	3,20 - 3,65	1-1-3

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{\rm SPT}$
195	1,3 4,3	terreni piroclastici frammisti a terreni alluvionali sabbiosi colore da marrone chiaro a scuro	3,20 - 3,65	1-1-3
196	2,4 5,7	piroclastiti limo-sabbiose deb. argillose di colore marrone chiaro con livelli carboniosi	4,80 - 5,25	1-2-2
197	1,2 3,8	sabbia limosa deb. ghiaiosa mista a materiale piroclastico dilavato	3,20 - 3,65	2-3-2
197	7 17,5	alluvioni costituite da sabbie e ciottoli in matrice limo-sabbiosa	7,35	rifiuto
198	4,9 5,8	pozzolana argillificata di colore grigio scura	5,40 - 5,84	3-4-7
199	0 3,5	piroclastiti limo-sabbiose di colore marrone scuro	3,20 - 3,50	2-3
199	3,5 3,8	livello pomiceo alterato	3,50 - 3,65	4
200	3 6,3	limo sabbioso deb argilloso di origine piroclastico, inglobanti piccole quantità di pomici	4,00 - 4,45	1-1-1
201	3.6 6.4	limo sabbioso deb areilloso fluviale	3.60 - 4.05	2-3-3
202	15 69		3,20 - 3,65	1-2-3
202	68 7 2	sabble fluvian grigte	6 80 - 6 95	7
202	0,0 7,2			
215	1 5,7	pozzolana sabbiosa di color marrone con pomici	3,5 - 4	3-4-0
216	1 4,5	argilla color giallastra con elementi lapidei calcarei	2,5 - 2,95	4-5-8
216	4,5 12	detrito calcareo marnoso in matrice argillosa color giallastra	5 - 5,45	rifiuto
217	1,5 8,5	pozzolana sabbiosa di color marrone con pomici	5 - 5,45	4-8-11
217	8,5 15,5	argilla di color giallastra inglobante elementi lapidei	10 - 10,45	27-35-45
218	1,5 14,5	pozzolana sabbiosa ricca di inclusi pomicei	4 - 4,45	4-5-7
219	2 6	pozzolana sabbiosa di color marrone con inclusi pomicei	5,5 - 5,95	7-11-12
219	7,5 17	pozzolana sabbiosa con pomici color marrone chiaro	12,5 - 12,95	14-16-21
220	1 7,2	pozzolana sabbiosa di color marrone con inclusi pomicei	3,5 - 3,95	4-5-6
221	1,5 8	pozzolana sabbiosa di color marrone ricca di pomici	4 - 4,95	4-6-6
222	1,5 9,5	pozzolana sabbiosa di color marrone con inclusi pomicei	3 - 3,5	3-5-6
223	1,5 8	sabbietta color grigiastro con pomici e lapilli	5 - 5,45	8-9-11
224	1,5 12	pozzolana sabbiosa di color marrone con pomici e lapilli	4,5 - 4,95 8,5 - 8,95	3-5-6 7-8-9
225	17.0		4.5 4.05	4.4.5
225	1,7 9	роддовала заобнова си соют плантоне соп роппет е scorie	+, - +, 7 +, 7	4-4-0
226	1 12,5	pozzolana sabbiosa di color marrone con pomici e scorie	4,5 - 4,95	5-6-9
227	37	pozzolana con elementi lapidei	3,5 - 3,95	16-19-38
228	3 6,5	pozzolana sabbiosa di color marrone	4,5 - 4,95	7-10-14

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{\rm SPT}$
229	1 6	pozzolana sabbiosa di color marrone	4-4,5	7-10-12
230	3 6	pozzolana di color marrone	4,5 - 4,95	5-8-11
231	1,5 10	pozzolana sabbiosa di color marrone con pomici e scorie	6,5 - 6,95	4-6-7
232	3,2 4,5	terreno vegetale piroclastico: sabbia limosa con pomici	3,00 - 3,45	4-11-7
232	4,5 6,8	sabbia limosa a legante argilloso, nocciola	6,00 con 1 colpo avanzamento di 30 cm	1-1
232	8,6 18,8	impasto di tipo conglomeratico formato da ciottoli arrotondati e brecce di varie dimensioni, con scarsa sabbia, immersi in legante argilloso limoso	9,00 - 9,12	50- rifiuto
233	2,3 3,4	sabbia limosa con ghiaia e ciottoli (diametro max 5 cm)	3,10 - 3,38	11- 50rifiuto
233	5 6,7	piroclastiti : sabbia limosa con resti vegetali e livelletti di frammenti marnoso arenacei	5,00 - 5,47	40-49- rifiuto
233	6,7 30	impasto di tipo conglomeratico formato da ciottoli arrotondati e brecce di varie dimensioni, con scarsa sabbia, immersi in legante argilloso limoso	9,50 - 9,76	48-rifiuto
234	0,4 2	argilla limosa grigio-marrone	1,50 - 1,95	3-4-7
234	2 4	argilla limosa sabbiosa grigio-marrone con frazione limosa sabbiosa più abbondante nella parte bassa 3,60 - 4,05		6-14-14
234	4 8	argilla grigio-azzurra con limo e sabbia giallastra	6,60 - 7,05	7-11-18
234	8 12	argilla limosa sabbiosa grigio-azzurra 9,00 - 9,45		12-18-24
235	2,1 4,3	argilla limosa giallastra con frammenti litici (diametro max 5 cm) a spigoli vivi	2,10 - 2,55	2-3-7
235	4,3 6,3	argilla grigia con inclusi frammenti carbonatici e marnosi (diametro max 6 cm) da spigolosi ad arrotondati	4,50 - 4,95	9-14-22
236	4 5,25	limo argilloso sabbioso marrone chiaro, con frammenti litici (diametro max 1,5 cm)	4,00 - 4,30 con 1 colpo avanzamento di 30 cm	1-1
236	9,65 26	impasto di tipo conglomeratico formato da breccia e ghiaia medio grossolana in legante argilloso limoso giallastro; presenza di interlivelli di elementi più fini (sabbia grossolana)	10,00	rifuito
247	2,5 5,3	5,3 argilla marnosa fogliettata di colore grigio-verde 2,80		rifiuto
249	0,2 3,7	argilla limosa a luoghi sabbiosa, di colore beige, con ghiaia calcareo marnosa 3-3,06		rifiuto
249	4,1 7	argilla scagliosa, grigio-verde, ricca di ghiaia calcareo-marnosa 6,5-6,54		rifiuto
249	9,5 21	argilla grigio-verde, con livelli di ghiaia calcareo-marnosa; verso il basso il colore passa al grigio-azzurro 10-10,08		rifiuto
250	0,5 4,5	ghiaia calcareo-marnosa in matrice argillosa grigio-verde e grigio-azzurra	3-3,02	rifiuto
251	1,5 10,5	0,5 brecce di calcare marnosa con sabbia limosa 5 - 5,08 10 - 10,05		50 rifiuto 50 rifiuto 27-50
251	13,5 23,5	brecce e brecciole di natura calcarea con poca sabbia limosa	15 - 15,19 20 - 20,45	rifiuto 27- 30-39
252	3,5 5,6	limo argilloso avana a tratti sabbioso con brecciole calcaree	5 - 5,02	50 rifiuto
252	5,6 16	calcare marnoso grigio mediamente fratturato con interstrati argillosi	10 - 10,03 15 - 15,03	50 rifiuto 50 rifiuto

SONDAGGIO	DESCRIZIONE		PROF. SPT (m)	$N_{\rm SPT}$
252	18.5 25.5 sabbia limosa con brecciole calcareo marnose		20 - 20,15 25 - 25,45	25-36-48 23-25-36
253	4.5 10	argilla marnosa bruna con livelli di calcare marnoso grigiastro	6 - 6.45	3-7-8
253	10,5 25	alternanza di strati di calcare marnoso grigiastro mediamente fratturato con strati di argilla marnosa giallo-verdastra	11 - 11,25 15,00 - 15,32 20 - 20,24	37-50 28-34-50 30-50
254	9,8 23	argilla marnosa grigiastra con venature giallastre inglobante minute brecciole, ciottoli e ghiaia	10 - 10,11 15- 15,33 20- 20,02	50 rifiuto 28-34-50 50
254	23 28,5	ciottoli e brecce calcaree con sabbia limosa grigio-giallastra	25-25,19	28-50
255	1,5 16	argilla marnosa debolmente scagliosa inglobante elementi ciottolosi marnosi	5 - 5,45 10-10,45 15-15,20	25-31-39 26-33-42 29-50
255	16 27	brecce, ciottoli e ghiaia prevalentemente marnose in matrice argillosa-sabbiosa giallastra	20-20,03 25-25,17	50 30-50
256	1,8 9,5	argilla marnosa gialla inglobante elementi ciottolosi marnosi	5-5,45	8-25-37
256	9,5 13	calcare marnoso con brecce e brecciole calcaree in matrice sabbiosa	10-10,2	29-50
256	13 16	brecciole calcaree in matrice sabbiosa	15-15,45	19-28-44
256	16 21,5	argilla marnosa debolmente scagliosa	20-20,45	18-29-38
256	21,5 30	calcare marnoso e argilla marnosa con sabbia e ciottolame marnoso	25-25,17	30-50
257	2,5 7	limo giallastro debolmente argilloso con minute pomici	5-5,45	3-5-8
257	9,5 10,5	elementi ciottolosi e ghiaiosi in matrice sabbiosa	10-10,45	18-29-46
257	15 20,5	argilla marnosa grigiastra con calcare marnoso molto fratturato	15-15,45	12-19-29
281	2,9 4,5	piroclastiti sabbioso-limose	3 - 3,45	3-1-1
281	5,6 9,5	piroclastiti limoso-sabbiose localmente argillificate	6 -6,45 9- 9,45	2-4-6 4-6-6
281	9,5 21	argilla limosa giallastra con sottili livelli sabbiosi e con inclusioni lapidee	13,5 - 13,95	24-17-26
282	1,6 7,5	piroclastiti sabbioso-limose con placchette tufacee poco addensate da m 6,00 a m 7,50	3,5 - 3,95 6 - 6,45	2-2-3 1-1-2
282	8,5 10,5	argilla limosa gialla	9 - 9,45	3-3-4
282	10,5 20	argilla grigia a tratti scagliosa con inclusioni lapidee	12 - 12,45	11-11-17
283	3,3 4,4	piroclastiti limoso-sabbiose	3,3 - 3,75	1-1-1
283	4,7 6,3	piroclastiti argillificate	6,2 - 6,35	2-3-2
283	6,3 9,4	argilla limosa gialla con interstati arenacei	9 - 9,11	rifiuto
284	3,8 4,2	piroclastiti argillificate	3,9 - 4,35	3-4-7
284	5,5 12,6	argilla gialla con frequenti inclusioni calcareo-marnose	6 - 6,12	rifiuto
285	1,5 4,2 piroclastiti sciolte (pomici)		4 - 4,5	8-15-21

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{ m SPT}$
285	15 20	argilla grigio-azzurra	15,3 - 15,95	16-22-29
286	4 13	limo argilloso deb. sabbioso color ocra con inclusioni di pezzame lapideo di calcari marnosi e argille grigio-azzurre a differente diametro (min. 2 cm, max 30 cm)	5,3- 5,95 11,5- 11,95	7-10-16 18-23-34
288	2,5 8	limo deb. argilloso color ocra con alternanze di livelli di arenarie cementate	5,5 - 5,95	15-21-38
288	8 12,5	limo argilloso deb. sabbioso con inclusioni di pezzame lapideo di calcare marnoso a differente diametro (min. 2 cm, max 30 cm)	10 - 10,45	14-25-3
289	2 4,5	piroclastiti sciolte	4 - 4,45	6-5-11
291	5 11	limo argilloso con intercalazioni di livelli di argille marnose scagliose	10- 10,45	11-16-22
291	11 20	argille grigio-azzurre	18- 18,45	19-23-28
292	2 10	terreni piroclastici argillificati	5 -5,45	4-7-9
293	4,5 6,5	limo argilloso alternato ad argille marnose	5,5 - 5,95	8-14-19
294	3 17	limo argilloso deb. sabbioso con inclusioni di pezzame lapideo di calcari e calcari marnosi	4,45 - 4,95	7-13-15
295	5 8,5	limo argilloso color ocra	6,5 - 6,95	6-11-15
296	3 6	limo argilloso con pezzame lapideo	4,5 - 4,95	7-14-21
319	13 20	argilla marnosa a tratti scagliosa rossastra con brecciole di marna	15,30 - 15,75	5-5-6
320	0 7	materiale eterogeneo di riporto costituito da: terreno vegetale, nelle parte alta, e da limo sabbioso con sabbia limosa bruna a tratti ricca di pomici (pozzolana rimaneggiata)	2,60 - 3,05	4-2-2
321	0,5 4,5	pozzolana rimaneggiata - limo sabbioso bruno a tratti ricco di pomici	2,80 - 3,25	7-11-9
324	3 6	limo argilloso grigio giallastro con venature verdastre ricco di brecce e brecciole calcaree in parte alterate	3,40 - 3,85	5-8-10
328	11 14,5	calcare marnoso grigio biancastro fratturato	13,50 - 13,95	6-9-12
336	1,1 5	limo-sabbioso di origine piroclastica, presenti pomici in sacche o strati di colore marrone scuro	4,5	5-5-7
336	10 15	limo-argilloso giallastro con pezzame litoide minuto a prevalente natura calcarea	11	7-15-18
338	4,5 11,5	tufo giallo litoide	7,50	28-rifiuto
338	11,5 20	tufo grigio alterato, cineriti e pozzolane grigie talvolta sciolte a discreta consistenza	12 16	12-14-15 16-24-30
339	2,5 4,5	limo con sabbia debolmente ghiaioso di colore giallo (coltre alterata del tufo giallo)	4	4-6-8
339	4,5 15	tufo giallo litoide	8	32-rifiuto
339	15 20	tufo grigio alterato, cineriti e pozzolane grigie talvolta sciolte a discreta consistenza	17	20-26-32
340	2,2 4,5	limo con sabbia debolmente ghiaioso di colore giallo (coltre alterata del tufo giallo)	3	5-6-6
345	4 4,5	tufo grigio	4,50 - 4,95	6 -11 -19
345	4,5 7,5	pomici e sabbia fine gialla		4-7-12

SONDAGGIO	PROF.	DESCRIZIONE	PROF. SPT (m)	$N_{\rm SPT}$
346	2,5 6,6	tufo grigio	:	9-22-36
346	6,6 9,5	sabbia pomicea		5-10-18
346	9,5 20	argilla grigia e pietrame		8-19-32
347	0 4,8	piroclastico alterato e riporto		10-27-43
347	7,7 9	tufo giallo		5-9-15
347	9 20	argilla grigia e rossastra con pietrame		12-29-48
348	6 8,3	pomici e lapilli	6- 6,45 8- 8,45	10-27-36 4-9-19
348	13 20	argilla grigia con chiazze rossastre e pietrame	15,6 - 16,05	12-37-59
349	4,2 10,3	tufo grigio	5,5 - 5,95 9- 9,45	11-29-38 6-15-29
350	13 20	argilla grigia	16-16,45 18,5- 18,95	18-29-49 14-46-60

8. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Dall'analisi delle sezioni geologiche realizzate sono stati distinti 3 siti campione, dove per *siti campione* si intendono siti rappresentativi di aree del territorio e caratterizzati da una variabilità delle proprietà geologico-tecniche e geosismiche relativamente ristretta, in grado di fornire informazioni indicative sull'area in studio.

In particolare i tre siti campioni sono caratterizzati dal punto di vista stratigrafico da

1) Sito Campione 1 (Zona Duomo): caratterizzato dalla presenza di uno spessore variabile da centimetrico a metrico di prodotti piroclastici (TP), cui segue uno strato di tufo (I) di spessore fino a 20 m, al di sotto del quale si rinvengono le argille grigio-azzurre (L) in spessore variabile da 10 a 20 m ().

2) Sito Campione 2 (Zona Corso): caratterizzato dalla presenza di uno spessore variabile da centimetrico a metrico di

166

prodotti piroclastici (**TP**), cui segue uno strato di tufo (**I**), di spessore variabile da pochi metri fino a 20 m, al di sotto del quale si rinvengono conglomerati poligenici (**C**), il cui spessore non è precisamente valutabile in quanto i sondaggi esaminati non arrivano al letto di tale litologia ();

3) **Sito Campione 3 (Zona Liguorini):** caratterizzato dalla presenza di uno spessore variabile da centimetrico a decametrico di prodotti piroclastici (**TP**), cui segue uno strato di conglomerati poligenici (**C**) di spessore variabile da 10 a circa 25m, al di sotto del quale si ritrovano i diversi termini del Flysch miocenico (**M**) ().



Figura 8.1: Esempio di sezione geologica del sottosuolo relativa al Sito Campione 1 Zona Duomo



Figura 8.2: Esempio di sezione geologica del sottosuolo relativa al Sito Campione 2 Zona Corso



Figura 8.3: Esempio di sezione geologica del sottosuolo relativa al Sito Campione 3 Zona Liguorini

Un'attenta analisi del danno causato nella città di Avellino dal terremoto del 23 Novembre 1980 (Figura 8.4), realizzata parallelamente alla prima fase di questa ricerca, ha evidenziato che l'area, le cui caratteristiche geologiche corrispondono a quelle del Sito Campione 1 (Zona Duomo), è stata quella in cui si sono avuti i maggiori danni. Ciò è legato sicuramente all'età e alla tipologia costruttiva degli edifici, ma certamente è anche probabile e possibile legare tali danni alle caratteristiche strutturali e geolitologiche dell'area.

Dall'analisi delle foto aeree è stato evidenziato la presenza del gomito fluviale, che il locale fiume, il Fenestrelle, presenta in corrispondenza del centro storico della città e che può essere messo in relazione ad un'allineamento tettonico che interesserebbe l'area del Duomo.



Figura 8.4: Rielaborazione della Carta del Danno relativa al terremoto del 23 Novembre 1980

Combinando la modellazione geologica con la modellizzazione geofisica, effettuata nella seconda fase di questa ricerca e che ha permesso di determinare i *range* di variazione delle V_S dei vari litotipi riconosciuti nel sottosuolo di Avellino, è stato poi possibile trasformare le sezioni geologiche (Figura 8.1, Figura 8.2, Figura 8.3), precedentemente realizzate, in sezioni medie della velocità delle onde di taglio (V_S) (Figura 8.5, Figura 8.6, Figura 8.7), caratterizzando in questo modo i tre siti campione distinti anche dal punto di vista geosismico.

Dal punto di vista sismico i tre siti campioni sono caratterizzati da :

1) Sito Campione 1 (Zona Duomo): un primo sismostrato con velocità delle V_S variabile da 150 a 400 m/s, che corrisponde allo strato di piroclastiti (**TP**), cui segue un secondo sismostrato, in cui le velocità delle V_S variano da 700 a 1000 m/s, che corrispondente allo strato di tufo (**I**), la cui velocità delle V_S presenta un *range* di variazioni troppo ampio a causa dell'enorme variabilità delle caratteristiche di compattezza e di alterazione dello stesso (da 450 a 1000 m/s) e allo strato delle argille grigio-azzurre (**L**) (Figura 8.5);

2) Sito Campione 2 (Zona Corso): caratterizzata da un primo sismostrato corrispondente allo strato di piroclastiti (**TP**), con velocità delle V_s variabile da 150 a 400 m/s, che cui segue un secondo sismostrato, corrispondente allo strato di tufo (**I**), per il quale la velocità delle V_s presenta un *range* di variazioni troppo ampio dovuto alla variabilità delle caratteristiche di compattezza e di alterazione dello stesso (da 450 a 1000 m/s), cui segue un

173

sismostrato, corrispondente allo strato di conglomerati (C) in cui le velocità delle V_s variano da 550 a 800 m/s (Figura 8.6).

3) Sito Campione 3 (Zona Liguorini): caratterizzato dalla presenza di uno primo sismostrato, corrispondente ai prodotti piroclastici (**TP**), in cui velocità delle V_S è variabile da 150 a 400 m/s, che cui segue un secondo sismostrato, corrispondente ai conglomerati poligenici (**C**), in cui le velocità delle V_S variano da 550 a 800 m/s (Figura 8.7).



Figura 8.5: Esempio di sezione medie della velocità delle onde di taglio (Vs) nell'area del Sito Campione 1 Zona Duomo



Figura 8.6: Esempio di sezione medie della velocità delle onde di taglio (Vs) nell'area del Sito Campione 2 Zona Corso



Figura 8.7: Esempio di sezione medie della velocità delle onde di taglio (V_s) nell'area del Sito Campione 3 Zona Liguorini

Un altro aspetto di estremo interesse, sviluppato nell'ambito di questo studio, è stato la ricerca di leggi di correlazione tra le V_{S} , registrate mediante prove di sismica in foro (*down-hole*), ed i risultati delle prove SPT (N_{SPT}) per i litotipi presenti nel sottosuolo di Avellino. In particolare sono stati esaminati i dati delle V_{S} e delle SPT relativi alle piroclastiti, ai conglomerati ed alle argille grigioazzurre riconosciuti nel sottosuolo di Avellino.

Analizzando il diagramma di correlazione V_S/N_{SPT} ottenuto per le piroclastiti presenti nel sottosuolo di Avellino (Figura 8.8) si può osservare un evidente aumento delle velocità all'aumentare del numero dei colpi N_{SPT} , secondo una legge esponenziale del tipo $V_S=aN_{SPT}^{b}$, in cui il coefficiente esponenziale è pari a 0,4508.



Figura 8.8: Diagramma bilogaritmico della relazione $V_{\rm S}/N_{\rm SPT}$ per le piroclastiti del sottosuolo di Avellino

E' da notare che la forte dispersione dei dati, osservata per le misure delle N_{SPT} effettuate sulle piroclastiti presenti nel sottosuolo di Avellino, è un fattore comune a tutte le correlazioni $V_{S}-N_{SPT}$ proposte in letteratura.

La relazione sperimentale ottenuta per le piroclastiti presenti nel sottosuolo di Avellino è stata poi confrontata con alcune delle relazioni presenti in letteratura. In particolare, i dati relativi alle piroclastiti presenti nel sottosuolo di Avellino, sono stati confrontati con i dati dell'AFPS (French Association for Earthquake Engineering) relativi alla sabbie (Tabella 8.1), in quanto le piroclastiti possono essere associate granulometricamente a quest'ultime, e con la correlazione proposta da *Mele e Rapolla* (1995) per i prodotti piroclastici sciolti (Figura 8.9).

LITOLOGIA	N _{SPT}	$V_{\rm s}({\rm ms}^{-1})$
Argille	1-3	120
	3-5	150
	5-8	200
	8-14	300
	>15	400
Sabbie	<5	100
	5-10	150
	10-30	250
	>30	500
Ghiaie	30-50	300
	>50	500

 Tabella 8.1: Correlazioni N_{SPT}/V_S secondo AFPS (1995)


Figura 8.9: Confronto tra la leggi di correlazione per le piroclastiti del sottosuolo di Avellino, e le leggi di correlazioni per le sabbie riportate da AFPS (1995) e per i prodotti piroclastici sciolti riportata da Mele e Rapolla (1995), in diagramma bilogaritmico

Da tale confronto si può osservare un buon accordo tra le tre relazioni, anche se i valori delle V_s per le piroclastiti in esame sono più elevati rispetto a quelli considerati dall'*AFPS* per le sabbie. Ciò può essere spiegato con il fatto che anche se le piroclastiti da un punto di vista granulometrico posso essere considerate delle sabbie, il loro comportamento sismico è influenzato dallo stato di alterazione. In particolare le piroclastiti sono soggette a processi di zeolitizzazione che ne modificano le caratteristiche geotecniche e geosismiche.

Anche la correlazione ottenuta per i conglomerati di Avellino è stata poi confrontata con relazioni presenti in letteratura relative alle ghiaie (*Ohta & Goto, 1978; Imai et alii, 1982*), a cui i conglomerati in esame corrispondono granulometricamente (Figura 8.10).



Figura 8.10: Confronto tra la leggi di correlazione per i conglomerati di Avellino e le leggi di correlazioni per le ghiaie riportate da *Ohta & Goto (1978)* e da *Imai et alii (1982)* in diagramma bilogaritmico

Dall'analisi del grafico bilogaritmico si evidenzia che i dati delle SPT relativi ai conglomerati di Avellino non sono molti e sono inoltre caratterizzati da una notevole dispersione, la legge di correlazione trovata presenta infatti un indice di correlazione piuttosto basso.

Inoltre, si evince che le velocità registrate nei conglomerati presenti nel sottosuolo di Avellino, sono notevolmente più alte rispetto a quelle considerate della relazioni di letteratura. Ciò è da imputare al fatto che il litotipo considerato è formato da ciottoli eterometrici immersi in matrice limo-sabbiosa-argillosa ed caratterizzato da un grado variabile di cementazione che ne modifica la risposta sismica rispetto alle ghiaie.

In fine, per quanto riguarda le argille grigio-azzurre, per le quali tutte le prove SPT vanno a rifiuto, in quanto la litologia in esame si presenta molto compatta, non è stato possibile determinare una relazione sperimentale V_S / N_{SPT} . C'è però da sottolineare che le V_S registrate per le argille grigio-azzurre, sono molto più alte rispetto ad i valori che vengono generalmente associate alle argille, infatti raggiungono valori fino a 1000m/s, e ciò ci permette di assimilare, come già detto, questo litotipo ad un vero e proprio basamento.

In conclusione, si vuole sottolineare che le nuove correlazioni sperimentali proposte, in questo lavoro, per alcune formazioni, in particolare per le piroclastiti e per i conglomerati, pur presentando una notevole dispersione, già riscontrata nelle correlazione presenti in letteratura, sono servite, insieme a quelle di letteratura, a trasformare il Modello Geologico del Sottosuolo in un Modello Sismostratigrafico.

9. BIBLIOGRAFIA

AFPS (1995), Guidelines for Seismic Microzonation Studies. «French Association for Earthquake Engineering», pp. 7-11

AKI K., (1988), Local site effects on strong ground motion. Reprinted from «Proceedings of Earthquake Engineering and Soil Dynamics II» GT Div/ASCE, Utah, pp. 103-155

AKI K., (1993), Local site effects on weak and strong ground motion, *«Tectonophysics»*, 218, 93-111

ALESSIO M., BELLA F., BELLUOMINI G., CALDERONI G., IMPROTA S. E TURI B. (1973), University of Rome carbon-14 dates. «Radiocarbon», 15,165-168.

ALLAM A.M. AND SHIMA E. (1967), An investigation into the nature of microtremors. *«Bull. Earthq. Res. Inst. »*, 45, 43-59

ÁLVAREZ S. (1999), El efecto local sobre el movimento sísmico del suelo: Fenomenología y resultados recientes. «Física de la Tierra», n° 11. Servicio de Publicaciones. Universidad Complutense. Madrid, pp. 141-173

ANDRUS R. D. AND STOKOE K.H. (2000), Liquefaction Resistance of Soils from Shear-wave Velocity. «J. Geotech. And Geoenvir. Engrg.», ASCE, v. 126, n° 11, pp. 1015-1025

ANSAL A.M., IYISAN R. AND GULLU H., (2001), Microtremor Measurements for the Microzonation of Dinar. *«Pure Appl. Geophys. »*, 158, 2525-2541

BARBERI F., (1991), La difesa dei terremoti in Italia. «Quaderni de Le Scienze», n. 59, pp. 6-8

BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R. AND SANTACROCE R., (1978), The Campanian Ignimbrite: a Major Preistoric Eruption in the Neapolitean area (Italy). «Bull. Vulcanol.», 41,1.

BARD P-Y. (1982), Diffracted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies. «Geoph. Journ. Royal Astr. Soc.», vol 71

BARD, P.-Y. (1988), Intérêt des données accélérométriques recuillies en structure: exemple des données du CSMIP. «Les

186

Bibliografia

mouvements sismiques pour l'ingénieur», Compte-rendus de la réunion-débat organisée par l'AFPS, St-Rémy-lès-Chevreuse, 16-03-88, 1.24-1.36.

BARD P-Y. (1994), Effects of surface geology on ground motion: Recent results and remaining issues. *«Proc. 10th European Conf. Earthq. Eng.»* Vienna, Austria, 1, 305-323

BARD P-Y., (1996), Site effects and seismic microzonation: recent advances, knowledge gaps and perspectives for applications. «6th Forum of Seismic Zonation, Ibero-Magrebian Region Conference», Barcelona, Spain

BARD P-Y. AND GARIEL J.C. (1996), The seismic response of two dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients. «Bull. Seism. Soc. Am. » v. 76, pp. 343-346

BARD P-Y. (1997), Local effects on strong ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. «Proceedings of the Advanced Study Course on Seismic Risk SERINA» Salónica, Grecia, pp. 229-299 Bindi D., Parolai S., Spallarossa D., and Catteneo M., (2000),

Site Effects by H/V Ratio: Comparison of Two Different Procedures. *«J. Earth. Eng.»*, 4, n°1, pp. 97-113.

BOMMER J.J., DOUGLAS J., STRASSER F.O. (2003), Style of faulting in ground-motion prediction equation. «Bull. Eathq. Eng.», vol. 1, pp. 171-203.

BONARDI G., D'ARGENIO B., PERRONE V., SCANDONE P., DI NOCERA S., MARSELLA E., PAPPONE G., PESCATORE T., SENATORE M.R., SGROSSO I., CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G., BRANCACCIO L., CINQUE A., DIGIROLAMO P., MORRA V., ORTOLANI P., TORRE M., TURCO E., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & TADDEI E. (1988), Carta Geologica dell'Appennino meridionale. «74° Congresso della Società Geologica Italiana»

BONILLA L.F., STEIDL J.H., LINDLEY G.T., TUMARKIN A.G., AND ARCHULETA R.J., (1997), Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods. *«Bull. Seism. Soc. Am.»*, 87, N°3, PP. 710-730

BORCHERDT R.D. (1970), Effects of local geology on ground

motion near San Francisco Bay, «Bull. Seism. Soc. Am.», 60, 29-61

BRAMATI A., FACCIOLI E., CARULLI G.B., CUCCHI F., ONORI R., STEFANINI S., ULCIGRAI F. (1980), Studi di Microzonazione Sismica dell'area di Tarcento (Friuli). CLUET, Trieste

CAPALDI G., CIVETTA L:, GILLOT P.Y., (1985), Geocronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Souther Italy. « Rend. Soc. Mineral. Petrol», 40, 25- 44.

CARRARA E., RAPOLLA A. (1984), Le indagini geofisiche per lo studio delle strutture e dei terreni superficiali. «*Ricerche e Studi Formez*» RS n° 37

CENTRO DI RICERCA PREVISIONE, PREVENZIONE, CONTROLLO DEI RISCHI GEOLOGICI (C.E.R.I.) (2004), La microzonazione Sismica: Metodi, Esperienze, Normativa. «La Sapienza», Università degli Studi di Roma

CHAVEZ-GARCIA, F.J. ET BARD P.-Y. (1988), Comparaison basse-fréquence des modèles uni- et bi- dimensionnels avec les données recueillies à Mexico lors du séisme du 19/9/85, «Les mouvements sismiques pour l'ingénieur», Compte-rendus de la réunion-débat organisée par l'AFPS, St-Rémy-lès-Chevreuse, 16-03-88, 2.1-2.12.

CHAVEZ-GARCIA F. J. (1991), Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de México. «Tesis Doctoral», Université Joseph Fourier de Grenoble, pp. 331

CHAVEZ-GARCIA F.J., SANCHEZ L.R., AND HATZFELD D., (1996), Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory, *«Bull. Seismol. Soc. Am.»*, 89(3), 1559-1573

COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., SGROSSO I. & TORRE M., (1972), Les facies sedimentaires miocènes du bassin Irpinien (Italie Meridionale). «Atti Acc. Pont.», n.s., 21,1-13 CRITELLI S. (1991), Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale. «Mem. Soc. Geol. It.», 47, 55-93.

D'ARGENIO B. (1963), Lineamenti tettonici del gruppo Taburno-Camposauro (Appennino Campano). «Atti Acc. Pontaniana», 13

D'ARGENIO B. (1967), Geologia del gruppo Taburno-Camposauro (Appennino Campano). «Atti Acc. Sc. Fis. Mat.», serie 3^a, n. 2.

DE CASTRO-COPPA M.G., MONCHARMONT-ZEI M., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M., (1969), Depositi miocenici e pliocenici ad est del Partenio e del Taburno (Campania). «Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., in Catania», Serie 7, vol. 1.

DELGADO J., LÒPEZ CASADO C., GINER J., ESTÉVEZ A., CUENCA A. AND MOLINA S., (2000), Microtremors as a Geophysical Exploration Tool: Applications and Limitations. *«Pure Appl.* Geophys. », 157, 1445–1462.

DE LORENZO G., (1904), L'attività vulcanica nei Campi Flegrei. «Rend. Acc. Sc. fis. e mat.» s. 3^a, vol. X.

DESSAU G. (1953), Contributo alla geologia della zona di Ariano Irpino. «Bool Serv. Geol. It.», 74, fasc. 1.

DI BUCCI D. E MAZZOLI S. (2003), The October – Novembre 2002 Molise seismic sequenze(Southern Italy): an expression of the Adria intraplate deformation. «J. of Geol. Society», London, vol. 160, pp.503-506.

DI GIROLAMO P. (1968), Petrografia dei Tufi Campani: Il processo di pipernizzazione (tufo - tufo pipernoide – piperno). «Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli», 35, 329-394.

DI GIROLAMO P. (1970), Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nell'«Ignimbrite Campana». «Rend. Soc. It. Min. Petrol.», 26, 547-588.

DI GIROLAMO P. AND KELLER J. (1971-72), Zur stellung des Grauen Campanischen Tuffs innerharlb des quartären Vulkanismus

Campaniens (Süditalien). «Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.», 61/62, 85-92.

DI GIROLAMO P., DOWNEY W.S., INCORONATO A. & NARDI G. (1984), First data on emplacement temperatures of the Campania Ignimbrite (Southern Italy). «Dipart. Sc. della Terra, Napoli», pp. 11.

DI GIROLAMO P. & MORRA V. (1987), The Campanian Ignimbrite, Petrographical, petrochemical and volcanological characters. «Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. In Napoli», pp. 177-199.

DI NOCERA S., ORTOLANI F., TORRE M. & RUSSO B. (1981), Evoluzione sedimentaria e cenni di paleogeografia del tortonianomessiniano dell'Irpinia occidentale. «Boll. Soc. Natur. Napoli», vol. 90, 131-166

DRAVINSKI M., YAMANAKA H., NAKAJIMA Y., KAGAMI H., KESHAVAMURTHY R., AND MASAKI K., (1991), Observation of long period microtremors in San Francisco metropolitan area. «Proc. 4th International Conference on Seismic Zonation, vol. 3, Earthquake Eng. Res. Inst. », Stanford, California, 401-407

DUVAL A. (1994), Détermination de la résponse d'un site aux séismes á l'aide du bruit de fond :Évaluation expérimentale. «Ph.D Thesis», Université Pierre et Marie Curie, Paris 6 (in French).

FACCIOLI E. (1991), Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities. *«Proc. 2nd Intern. Conf. Recent Advances in Geotechnical Earthq. Eng.»* St. Louis (Missouri), State-of-art paper, 1779-1797.

FACCIOLI E., (1996), Site Effects in the Eurocode 8, «Proc. 11th World Conf. Earthq. Eng. », Acapulco, CDROM, paper 2043

FEAR C. E., ROBERTSON P.K. (1995) Estimating the undrained strength of sand: a theoretical framework. «Canad. Geotechn. J.», 32, pp.859–870.

FIELD E. AND JACOB K.H., (1993), The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *«Geophys. Res. Lett.* », 20, 2925-2928

FIELD E., HOUGH S.E., AND JACOB K.H., (1990), Using

Microtremors to Assess Potential Earthquake Site Response: a Case Study in Flushing Meadows, New York City. *«Bull. Seism. Soc. Am. »*, 80, n° 6, pp. 1456-1480.

FIELD, E. H., AND JACOB, K. H. (1995), A Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques, Including Three that are Non Reference-site Dependent. *«Bull. Seism. Soc. Am. »,*. 85, 1127–1143.

FISCHER, K. M., SALVATI, L. A., HOUGH, S. E., GONZALEZ, E., NELSEN, C. E., AND ROTH, E. G. (1995), Sediment-induced Amplification in the Northeastern United States :A Case Study in Pro6idence, Rhode Island, *«Bull. Seismol. Soc. Am.»* 85, 1388–1397.

FUNICIELLO R., MATTEI M., SPERANZA F. & FACCENNA C. (1997), La geodinamica del sistema Tirreno-Appennino. «Le Scienze» n°343, Marzo 1997, pp. 44-53.

195

GÉLI L., BARD P.Y., JULLIEN B. (1988), The effect of topography on earthquake round motion: a review and new results. «Bull. Seism. Soc af America», v. 78, n° 1

GRANDORI G. (1980), Aggiornamento della normativa antisismica: definizione delle zone e del loro grado di sismicità. «Prog. Fin. Geodinamica», Convegno annuale CNR.

GRUPPO DI LAVORO (2004), Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, «INGV», Milano-Roma, Aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.

GRUPPO DI LAVORO CPTI, (1999), Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. «ING, GNDT, SGA, SSN», Bologna, 92 pp.

GIULIVO I. & SANTO A. (1997), Stratigrafia del sottosuolo e problemi geomorfologico-applicativi della città di Avellino. «Convegno sulle grandi aree urbane, Bologna 1997».

IDRISS I.M., LYSMER J., HWANG R., SEED H.B. (1973), QUAD-4: A computer program for evaluating the seismic response of soil structures by variable damping finite element procedures. «Earthquake Engineering Research Center» Report N° EERC 73-16, University of California, Berkeley

IDRISS J., SUN J. I. (1992), SHAKE91- A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soils deposits. «University of California», Davis

IMAI T., TONOUCHI K.(1982), Correlation of N value with Swave velocity and shear modulus. «2nd European Symposium on Penetration Testing, Amsterdam».

INTERNATIONAL GEOTECHNICAL ASS., TECHNICAL COMMITTEE FOR EARTHQUAKE GEOTECHNICAL ENGINEERING, TC4, ISSMGE (1999), Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards. «The Japanese Geotechnical Society», Japan

KAGAMI H., DUKE C.M., LIANG G.C., AND OHTA Y. (1982),

Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits. *« Bull. Seism. Soc. Am. »*, 72, 987-998.

KANAI K. E TANAKA T. (1961), On microtremors VIII., *«Bull. Earthquake Res. Inst. »*, 39, 97-114.

LACHET C. AND BARD P.-Y. (1994), Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. «J.Physics of Earth», 42, pp. 377-397

LACHET C., HATZFELD D., BARD P.-Y., THEODULIDIS N., PAPAIOANNOU C., SAVVAIDIS A. (1996), Site Effects and Microzonation in the City of Thessaloniki (Greece) Comparison of Different Approaches. *«Bull. Seism. Soc. Am.»*, 86, n°6, pp1692-1703

LANZO G., SILVESTRI F. (1999), Risposta sismica locale: Teoria ed esperienze. «Argomenti di ingegneria geotecnica», Hevelius Edizioni LEBRUN B., HATZFELD D. AND BARD P.Y., (2001), Site Effect Study in Urban Area: Experimental Results in Grenoble (France). *«Pure Appl. Geophys.»*, 158, 2543-2557

LEE M.K.W., FINN W.D.L. (1978), DESRA-2. Dynamic effective stress response analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assessment of liquefaction potential. «Soil Mechanics» Series n°38 University of British Columbia, Vancouver

LERMO J. (1992), Observaciones de microtremors en Mexico y su aplicacion en la Ingeniería Sismica, «MS Thesis» Universidad Nacional Autonoma de Mexico, 75pp

LERMO J., AND CHÀVEZ-GARCÌA F.J., (1993), Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *«Bull. Seism. Soc. Am.»*, 83, N°5, PP. 1574-1594

LIAO S.S. C., AND WHITMAN R.V. (1986), Overburden correction factors for SPT sands. «J. Geotech. Eng.», ASCE, v. 112 n° 3, pp. 373-377

199

LYSMER J., UDAKA T., TSAI C.F., SEED H.B. (!975), Flush: A computer program for approximate 3-D analysis of soil-structure interaction problems. «Earthquake Engineering Research Center» Report N° EERC 75-30, University of California, Berkeley

MELE R., RAPOLLA A. (1995), Valutazione dei moduli elastici dinamici dei tufi campani. «Cinquanta anni di attività scientifica e didattica del Prof. Felice Ippolito» Bonardi, De Vivo, Gasparini, Vallario, Ed. Liguori, Napoli

MELETTI C. PATACCA E., SCANDONE P. (2000), Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. «Pure and Applied Geophysics», 157, 11-31.

NAKAMURA Y. (1989), A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the round surface. *«QR of RTRI»*, 30, 25-33. OGNIBEN L. (1963), Le Formazioni tipo Wildflysch delle Madonie (Sicilia Centro-settentrionale). «Mem. Ist. Geol.Mineral. Univ. Padova», 24, 58 pp., 15 figg..

OHMACHI T., NAKAMURA Y., TOSHINAWA T. (1991), Ground motion characteristics in the San Francisco Bay area detected by microtremor measurements, *«Proc. 2nd Int. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earth. Eng. & Soil Dyn»*, San Louis, Missouri, 11-15 March, 1643-1648.

OHSAKI Y. AND IWASAKI R.(1973), On dynamic shear moduli and Poisson's ratio of soil deposits. «Soils and Foundations», 13(4), pp. 61-73.

OHTA Y., KAGAMI N., GOTO N AND KUDO K. (1978), Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. I. Comparison with long-frequency accelerations at the Tokachioki earthquake of 1968. *«Bull. Seism. Soc. Am.»*, 68, 767-779.

OHTA Y. GOTO N. (1978), Empirical shear wave velocity

equations in terms of characteristics soil indexes. *«Earth.Engin.and Struc.Dynamics»*, n°6

ORTOLANI F. & APRILE F. (1976), Struttura profonda dell'Irpinia Centrale (Appennino, Campano). «Boll. Soc. Geol. It.», 95, 903-921.

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times. «Mem, Soc. Geol. It.», 45, 425-451.

PATERNE M., GUICHARD F., LABEYRIE J. (1988), Explosive activity of the South Italian Volcanoes during the post 80.000 years as determinated by marine tephrohronology. «Journ. Volcanol. Geotherm. Research», 34, 153-172.

PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M., (1970), Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campanolucano. «Mem. Soc. Natur. In Napoli», supp. Boll., 78, 337-408.

PESCATORE T., (1988), La sedimentazione Miocenica nell'Appennino Campano-Lucano. «Mem. Soc. Geol. It.», 41, 37-46, 8ff.

PIRATHEEPAN, P., AND ANDRUS, R. D. (2002), Estimating Shear-Wave Velocity from SPT and CPT Data. «Final report to U.S. Geological Survey», Award Number 01HQR0007, Clemson University, Clemson, SC.

RAPOLLA A., BAIS G., BRUNO P.P.G. E DI FIORE V. (2002), Earth modeling and estimation of the local seismic ground motion due to site geology in complex volcanoclastic areas. «Annals of Geophysics», v. 45, pp. 779-790

RAPOLLA A. (2005), La Pericolosità Sismica. «Boll. Ordine dei Geologi della Campania» n° 2/2004, pp 4-23

RIPPA F., VINALE F. (1983), Effetti del terremoto del 23 novembre 1980 sul patrimonio edilizio di Napoli. «Atti XV Convegno Italiano di Geotecnica», Spoleto. AGI, Roma RITTMANN A. (1933), Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuv magmas. «Zeitschr. Fur Vulkan.», vol. 15.

RITTMANN A. (1950), Rilevamento geologico della collina di Camaldoli nei Campi Flegrei. «Boll. Soc. Geol. It.» Roma 1951.

RITTMANN A. (1950-1952), Sulla tettonica del Miocene nell'Appennino irpino. «Mem. E Note Ist. Geol. Appl.», 4.

ROLANDI G. (1988), Le ignimbriti della Piana Campana. «Atti

74° Congr. Boll. Soc. Geol. It.», Sorrento 1988, B 350-352.

ROLANDI G., BARRELLA A. M., BORRELLI A. (1993), The 1631 eruption of Vesuvio. «J. Volcanol. Geother.Res.», v. 58, pp. 183-201

ROLANDI G., PETROSINO P. & MCGEEHIN J. (1997), The interplinian activity of Somma-Vesuvius in the last 3500 years. «J. Volcanol. Geoth. Research», v. 81, pp. 19-52

ROLANDI G., MUNNO R., POSTIGLIONE I. (2004) The A.D. 472 eruption of the Somma volcano. «J. Volcanol. Geother.Res.», v. 129, pp.291-319 SANCHEZ-SESMA F.J. (1985), Diffraction of elastic SH waves by wedges. «Bull. Seism. Soc. Am.», v 75, n° 5

SANCHEZ-SESMA F.J. (1990), Elementary solutions for response of a wedge-shaped medium to incident SH and SV waves. «Bull. Seism. Soc. Am.», v 80, n° 3

SCACCHI A. (1887), La regione vulcanica fluorifera della Campania. «Atti Acc. Sc. Fis. E Mat.» Serie 2^a, vol. II.

SCACCHI A. (1890), La regione vulcanica fluorifera della Campania. «Mem. Regio Com. Geol. D'It.», vol. IV.

SCANDONE P. E STUCCHI M. (2000), La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica. In: «Galandini F., Meletti C., e Rebez A. (eds), Le ricerche del GNDT nel campo per la pericolosità sismica (1996-1999). Gruppo Nazionale per la Difesa dei Terremoti», Roma, pp. 3-14.

SCANDONE R. (1991), Chaothic collapse of calderas. «Journ. of Volcanol. and Geotherm Research», 42.

SCHNABEL P.B., LYSMER J., SEED H.B. (1972), SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. «Earthquake Engineering Research Center» Report N° EERC 72-12 University of California, Berkeley

SEED H. B., ROMO M.P., SUN J.I., JAIME A., LYSMER J. (1988), The Mexico earthquake of September 19, 1985- Relationship between soil conditions and earthquake ground motions. «Earthquake Spectra», vol 4, n° 4, pp. 687-729

SEED H. B., WONG R.T., IDRISS I.M. AND TOKIMATSU K. (1986), MODULI AND DAMPING FACTORS FOR DYNAMIC ANALYSES OF COHESIONLESS SOILS. «J. GEOTECHNICAL ENGINEERING», v. 112, N°11, PP1016-1032

SEEKINS L.C., WENNERBERG L., MARGHERITI L., AND LIU H.-P., (1996), Site Amplification at Five Locations in San Francisco, California: A Comparison of *S* Waves, Codas, and Microtremors. *«Bull. Seism. Soc. Am. »*, 86, N°3, PP. 627-635

SEO K., AND SAMANO T. (1992), Application of microtremors

to predicting earthquake ground motions. *«Summaries of Technical Papers of Annual Meeting, Architectural Institute of Japan, Sendai, Japan»*, vol. B-2, 107-108.

SGROSSO I. (1971), Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – Fogli 185 e 187 – Salerno e Amalfi. «Servizio Geologico d'Italia»

SIRO L. (1982), Emergency microzonations by Italian Geodynamics Project after November 23, 1980 earthquake. «Proc. Int. Conf. Microzonation» Seattle, USA, v.3

STEINWACHS M. (1974), Systematische Untersuchungen der kurzperiodischen seismichen Bodenunruhe in der Bundesrepublik Deutschland, *«Geologisches Jahrbuch»*, E3

Theodulidis N., Archuleta R.J., Bard P.Y., and Bouchon M. (1996), Horizontal to Vetical Spectral Ratio and Geological Conditions: The Case of Garner Valley Downhole Array in Southern California. «Bull. Seismol. Soc. Am.», v 86, pp 306-319

VALENSISE G., PANTOSTI D. E BASILI R. (2004), Seismology and Tectonics Settino of the Molise Earthquake Sequence of October 31 – November 1, 2002. «Earthquake Spectra».

VANNUCCI G., PONDRELLI S., ARGNANI A., MORELLI A., GASPERINI P., BOSCHI E. (2004), An atlas of Mediterranean seismicity. «Annals of Geophysics», Supplement to Vol. 47 n.1, pp. 1-247.

YOSHIDA Y., IKEMI M., AND KOKUSHO T. (1988), Empirical formulas of SPT blow-counts for gravely soils. «Proceedings of the 1st International Symposium on Penetration Testing ISOPT-1», Orlando. Balkema, Rotterdam, vol. 1, pp. 381-387