



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTA' DI INGEGNERIA

CORSO DI LAUREA IN INGEGNERIA CIVILE

Tesi di laurea

ANALISI COMPARATA DELLA RESISTENZA ALLA RIATTIVAZIONE  
DI ALCUNE ARGILLE ITALIANE

*Laureanda*  
Francesca De Ruos

*Relatore*  
Prof. Paolo Carrubba

ANNO ACCADEMICO 2013/2014

# **INDICE**

<b><u>INTRODUZIONE</u></b>	5
<b><u>CAPITOLO 1: GEOLOGIA E MORFOLOGIA</u></b>	7
1.1: MONTONA E ROSAZZO	7
1.2: FANTONI	11
1.3: BUTTOLI	18
1.3.1: IL MUGELLO	20
1.3.2: LA GEOLOGIA	23
1.3.2.1: Depositi fluviali e fluvio lacustri	24
1.3.2.2: Formazione di substrato	24
1.4: CASTIGLIONE DEI PEPOLI E SAN BENEDETTO DI VAL DI SAMBRO	28
1.4.1: GEOLOGIA	29
1.5: SCHEMA DELLE TIPOLOGIE DEI TERRENI ANALIZZATI	31
<b><u>CAPITOLO 2: CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA</u></b>	33
2.1: LIMITI DI ATTEMBERG	33
2.2: CURVE GRANULOMETRICHE	38
2.3: GRAFICO RIASSUNTIVO GRANULOMETRIE	42
2.4: GRAFICI WL-IP ED IP-CF	43
<b><u>CAPITOLO 3: LEGAMI CHIMICI</u></b>	45
3.1: INTRODUZIONE	45
3.2: LEGAMI FORTI	47
3.3: LEGAMI DEBOLI	50
3.4: MOTO BROWNIANO	52
3.5: FORZE IDRODINAMICHE	53
3.6: FORZE D'IDRATAZIONE	53
3.7: FORZE INTERPARTECILLARI REPULSIVE E REOLOGIA DELLA SOSPENSIONE	54

<b><u>CAPITOLO 4: COMPOSIZIONE MINERALOGICA DELLE ARGILLE</u></b>	55
4.1: LE ARGILLE	55
4.2: CARATTERIZZAZIONE DELLE ARGILLE	57
4.3: STRUTTURA DELLE ARGILLE	59
4.4: PLASTICITA'	65
4.5: RIGONFIAMENTO	68
4.6: COSTITUENTI ACCESSORI	70
<b><u>CAPITOLO 5: TEORIA DEL DOPPIO STRATO DIFFUSO</u></b>	71
5.1: INTRODUZIONE	71
5.2: LA TEORIA DI GOUY-CHAPMAN "DOPPIO STRATO DIFFUSO"	74
5.2.1: FATTORI CHE INFLUENZANO LA COMPRESSIBILITA' DEI TERRENI COESIVI	84
5.2.1.1: Tipo di argilla	84
5.2.1.2: Concentrazione ionica	85
5.2.1.3: Confronto tra i risultati teorici e sperimentali	88
5.2.2: PRESSIONE OSMOTICA E RESISTENZA AL TAGLIO	88
5.2.3: EFFETTI DOVUTI ALLA PRESENZA DI MATERIALI NON ARGILLOSI	91
5.2.4: POTENZIALI SUOLO -ACQUA	94
5.3: CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	98
<b><u>CAPITOLO 6: RESISTENZA AL TAGLIO</u></b>	99
6.1: DESCRIZIONE DELL'APPARECCHIATURA UTILIZZATA	99
6.2: LO STATO CRITICO	102
6.3: RISULTATI TAGLIO ANULARE DEI CAMPIONI ANALIZZATI	109
6.3.1: CAMPIONE SECCO	109
6.3.2: CAMPIONE UMIDO	111
6.4: RISULTATI PROVE DI RIATTIVAZIONE	115
6.4.1: ESEMPI DI INVECCHIAMENTO E RIATTIVAZIONE VAL DI SAMBRO (25Kpa)	115
6.4.2: ESEMPI DI INVECCHIAMENTO E RIATTIVAZIONE VAL DI SAMBRO (50Kpa)	121
6.4.3: ESEMPI DI INVECCHIAMENTO E RIATTIVAZIONE VAL DI SAMBRO (100Kpa)	125
6.5: CONFRONTO DEI RISULTATI	130
6.6: TIXOTROPIA	153
6.6: CREEP E RILASSAMENTO	155

<b><u>CAPITOLO 7: ANALISI COMPARATA</u></b>	159
<b><u>CONCLUSIONI</u></b>	171
<b><u>BIBLIOGRAFIA</u></b>	173



# INTRODUZIONE

## **Introduzione**

In questo elaborato riporteremo e confronteremo i dati derivanti da diverse analisi condotte in laboratorio con l'apparecchiatura di taglio anulare Bromhead.

Lo scopo è studiare gli incrementi di resistenza dovuti alla riattivazione lungo preesistenti superfici di scorrimento, già in condizioni residue, legate al processo di invecchiamento. I terreni analizzati nella sperimentazione provengono dalle località di Buttoli nel comune di Barberino del Mugello (provincia di Firenze), dalla località di Castiglione di Pepoli, dalla località di San Benedetto Val di Sambro nella zona appenninica della Val di Sambro (entrambe in provincia di Bologna), dalla località Fantoni nel comune di Recoaro Terme (provincia di Vicenza), ed infine dalle località di Montona e Rosazzo nella fascia collinare della pedemontana orientale del Collio del Friuli-Venezia Giulia . L'elaborato quindi avrà il compito di riassumere le caratteristiche geologiche e geotecniche dei campioni di terreno prelevati dai vari siti ed infine confrontare i dati derivanti dalle prove effettuate in laboratorio.



# Capitolo 1

## GEOLOGIA E MORFOLOGIA

### 1.1 MONTONA E ROSAZZO

I campioni utilizzati nelle sperimentazioni provengono dalla formazione denominata flysch di Cormons e sono stati prelevati da due distinti corpi di frana, nelle località di Montona e di Rosazzo, ubicati nella fascia collinare pedemontana orientale del Collio del Friuli-Venezia Giulia (figura1).

I terreni flyschoidi rappresentano un'aliquota rilevante delle formazioni sedimentarie presenti nelle zone collinari e montuose del Friuli-Venezia Giulia e derivano da processi di tettonizzazione di alluvioni sedimentate sia in acque basse e calde che in ambiente marino profondo. Tali formazioni presentano i segni diffusi di processi di degradazione della originaria roccia madre, quest'ultima solitamente presente a modeste profondità, ad opera degli agenti atmosferici, cosicché l'aspetto della porzione più superficiale è quello di una roccia fortemente alterata, fino alle condizioni di terreno sciolto.

Sotto il profilo geologico tale area è stata interessata da cicli di sedimentazione e da processi di tettonizzazione, gli ultimi legati alla formazione dei rilievi alpini nell'Italia settentrionale. Ambedue i terreni appartengono allo strato di alterazione più superficiale del flysch di Cormons, caratterizzato da marcata eterogeneità e dalla presenza di diffusi dissesti gravitativi che periodicamente si attivano lungo le preesistenti superfici di scorrimento.

Il versante coinvolto dal movimento franoso era stato in gran parte rimodellato con terrazzamenti per consentire l'impianto di vigneti.

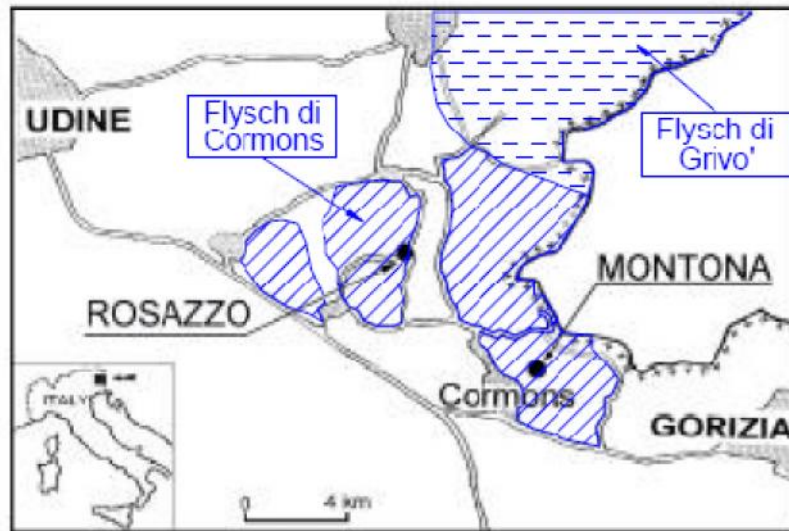
La frana di Montana, di medie dimensioni, è stata soggetta a vari episodi di riattivazione, l'ultimo avvenuto nell'ottobre del 1998. Il movimento franoso, prevalentemente di tipo transitivo, ha interessato un'estensione di circa 30.000 m<sup>2</sup> e si è sviluppato al contatto tra la porzione alterata, più superficiale, e quella integra del flysch di Cormons. Lo spessore massimo del corpo di frana è pari a circa 5m. La frana di Rosazzo, invece, presenta un'estensione di circa 1000 m<sup>2</sup>, quindi di modesta entità e raggiunge uno spessore dell'ordine di qualche metro.

Entrambe le frane sono state innescate a causa delle forti precipitazioni cadute in quelle zone nell'autunno del 1998. Difatti, nella settimana tra il 1 ottobre e l'8 ottobre caddero 325.4mm di



pioggia (circa il 21% della quantità annua media), con un picco di intensità di 160mm il 6 ottobre, di cui il 60% concentrati in solo due ore.

Il Flysch di Cormons, insieme al Flysch di Grivò, costituiscono le più diffuse formazioni complesse del Collio orientale.



*Figura 1.1: Inquadramento geologico del sito*

Il Flysch di Cormons (Eocene Medio-Eocene Superiore), costituisce interamente i rilievi del Collio goriziano e il M.te Fortin presso Farra e rappresenta un'unità stratigrafica composta da vari litotipi, la cui alternanza non è regolare per le frequenti variazioni di facies, sia in senso verticale che laterale. Le principali facies sono quella marnosa, marnosa-arenacea, arenacea e conglomeratica. Nei siti in oggetto, i litotipi prevalenti appartengono alla facies marnosa-arenacea costituite da un'alternanza di marne brunastre e strati arenacei (arenarie quarzoso-silicee di grana medio-fine).

Il processo di alterazione della copertura superficiale ha dato origine ad un terreno costituito da un'argilla limosa all'interno della quale sono presenti scaglie di marna e frammenti di arenaria. I campioni di terreno prelevati a Rosazzo e a Montona appartengono a tale complesso.

La facies marnosa, diffusa nella zona di Brazzano e Russiz superiore, è costituita da marne grigio-azzurre o bruno-giallastre. In queste facies si trovano le località fossilifere più importanti.

La facies arenacea è costituita prevalentemente da arenarie a cemento calcareo, giallo-brune, presenti in banchi compatti o friabilissimi. Affiorano a est della Subida e poi estesamente sul

versante nord-orientale del Monte Calvario, dove si presentano molto compatte. In questa facies mancano del tutto i resti fossili.

L'aspetto conglomeratico invece è limitato a modesti affioramenti sul Monte Quarin (arenaria) e sulla quota 224, ad est del primo rilievo (strati marnosi).

Le caratteristiche sedimentologiche e paleoambientali hanno permesso di ipotizzare l'evoluzione da un ambiente marino profondo (flysch prevalentemente argilloso) ad uno di prodelta (flysch prevalentemente arenaceo e microconglomeratico).

Il Flysch di Grivò (Paleocene Superiore-Eocene Inferiore) presenta un'associazione di facies che comprende torbiditi silicoclastiche da marnoso-arenacee ad arenaceo - marnose, breccie calcaree o paraconglomerati in megastrati corrispondenti a grandi frane sottomarine, calcareniti, calciruditi e calcilutiti, tutti caratteristici di un ambiente marino profondo.

Altre formazioni di interesse geologico presenti nel territorio friulano sono i Flysch di Paceida e il flysch di Pulfero (figura 2.2).

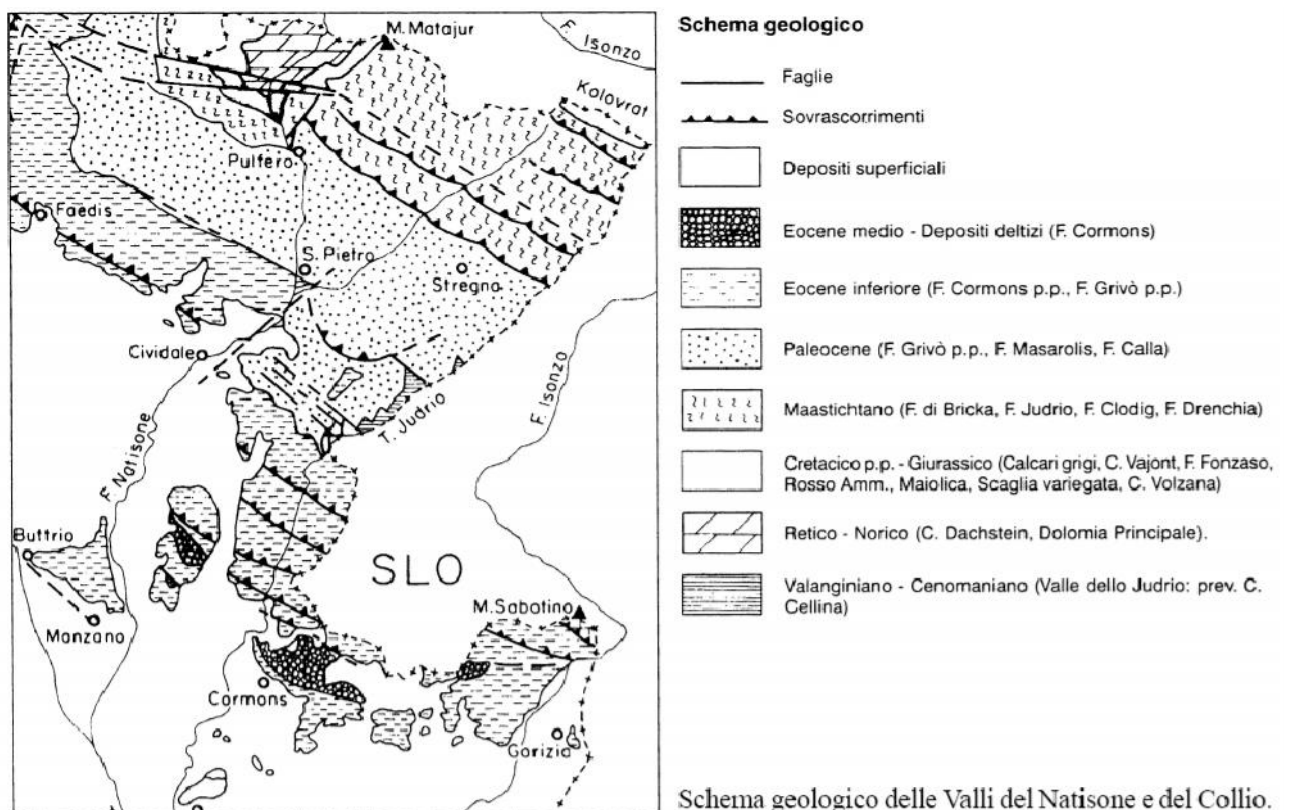


Figura1.2: Schema geologico Natisone e Collio

### Flysch di Paceida:

Si tratta di un deposito marnoso - arenaceo, per lo più a stratificazione sottile, povero di strutture sedimentarie.

Le arenarie sono color marrone, le marne grigie o più raramente nocciola; il rapporto arenaria/marna è molto basso, con tendenza ad aumentare leggermente verso l'alto. Frequenti sono le intercalazioni di breccia a supporto di matrice: interstrati calciruditici e calcarenitici con gradazioni e laminazioni parallele, spessi da 50 a 150 cm, intervallati tra loro di 10-20 m. Verso est, la parte mediana dell'unità presenta banchi di breccia, di spessore anche superiore ai 2 m, con abbondante matrice marnosa verdastra alla base, ricoperti da calcarenite laminata al tetto.

A ovest di Montefosca, è segnalato un olistostroma di 6 m di spessore, con brecce a limitata matrice marnosa. Tra Paceida e Calla, si sviluppano pieghe di scivolamento gravitativo.

Nella parte basale, presso S. Andrea, è presente come lente (spessore: 10 m) un'unità denominata "marne rosse di S. Andrea": alternanza di arenarie fini e marne rosse, che verso l'alto diventano più calcaree e prive di intercalazioni arenacee. Presso Mersino Alto, sopra 40 m di flysch, si osservano 25 m di marne rosse prive di intercalazioni arenacee, con le stesse associazioni faunistiche di quelle di S. Andrea. Sono rappresentate facies distali, di margine di bacino, con intercalazioni in facies torbiditiche da *debris flow* o flusso granulare; l'unità non presenta intervalli tipici delle sequenze di Bouma ("flysch dello Judrio" e "flysch di M. Brieka").

### Flysh di Pulfero

Conglomerati e brecce calcaree ben cementate, calcareniti, arenarie con intercalazioni marnose. Le marne sono fogliettate, raramente compatte o scagliose, grigio-plumbee o grigio-azzurrognole; le arenarie sono quarzoso-feldspatiche a grana media e fine, ben cementate, di colore marrone chiaro o grigio-azzurrognolo; i conglomerati sono poligenici, a elementi carbonatici e silicei; le calcareniti sono talvolta arenacee, di colore da grigio a grigio-azzurro, in strati spessi fino a 1 m; le brecce carbonatiche, con qualche elemento arenaceo, sono gradate, in banchi da 1 a 10 m e oltre. Sono presenti diffuse strutture da corrente. ("flysch" di Calla, di Masarolis e del Grivò).

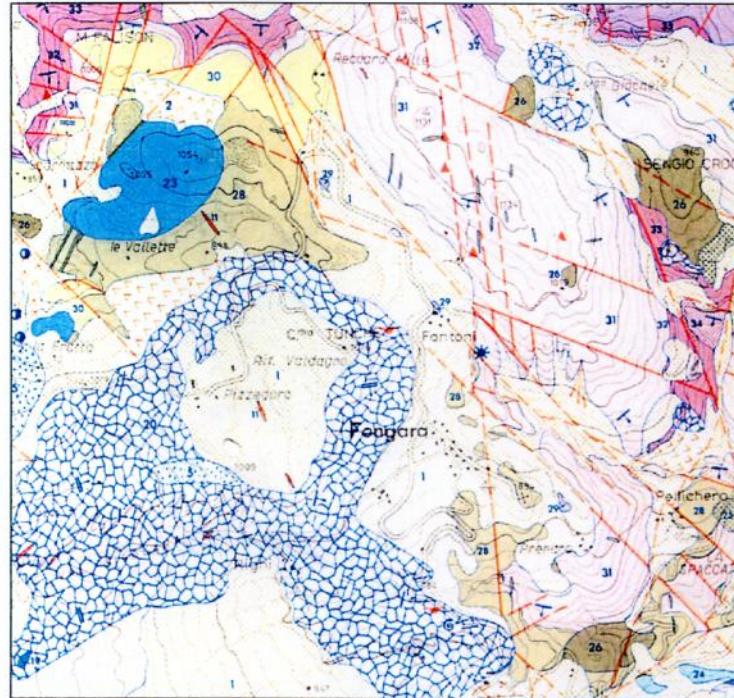
## 1.2 FANTONI

La “frana Fantoni” si localizza nel settore nord-occidentale della Provincia di Vicenza, nel territorio montuoso del Comune di Recoaro Terme, più precisamente in Contrada Fantoni situata nella medio-alta Valle del Torrazzo, che si dirama da quella principale dell’Agnò verso ovest del Paese di San Quirico. La zona sotto esame è contraddistinta da quote altimetriche comprese tra 1077,48 m (Cima Tunche) e circa 700 m s.l.m., in corrispondenza del fondovalle del bacino di Contrada Fantoni 911,8 m.l.m.



Figura 1.3: localizzazione geografica

CARTA GEOLOGICA GENERALE – SCALA 1:20.000  
(Tratta dalla "Carta Geologica dell'area di Recoaro")



LEGENDA










	Coltri eluviali, depositi colluviali e falde detritiche.		"Formazione a <i>Nodus</i> ". Calcarei micritici rossi mal stratificati; calcareniti più o meno grossolane. Rocce vulcanodetritiche fittamente stratificate, fini, inferiormente ben stratificate, localmente grossolane e gradate; "pietra verde"; breccie a elementi carbonatici e vulcanici, in lenti; calcari selciosi grigi; calcari micritici, spesso nodulari, rossi o nocciola.
	Coperture detritiche di frana, spesso a grossi massi.		CALCARE DI MONTE SPITZ. Calcarei massicci o localmente stratificati, bianchi o più raramente grigi. Calcarei stratificati e nodulari scuri, fetidi alla percussione.
	DOLOMIA PRINCIPALE. Dolomie brunicce ben stratificate; dolomie e calcari dolomitici grigi o rosati, stratificati in banchi; dolomie stromatolitiche chiare, breccie dolomitiche intraformazionali.		CALCARE DI RECOARO. Dolomie brune; calcari stratificati spesso nodulari, di colore grigiastro, con locali intercalazioni argillitiche e marnose
	Latiti, latitandesiti e latibasalti compatti, dei camini vulcanici e dei filoni		Corpo di frana in massa
	Rioliti, riolaciti e daciti delle colate, compatte, bollose e scoriacee, localmente vetrose, spesso alterate, e prodotti vulcanoclastici.		

Figura 1.4: Carta geologica generale 1:20000

La sequenza stratigrafica ora descritta, assume un'elevata importanza dal punto di vista geologico, poiché partecipa al movimento franoso (figura 4):

- Basamento cristallino subalpino (Pre-Permico), con spessore massimo affiorante sull'ordine dei 500 metri e con metamorfismo fondamentale avente un carattere di

pressione piuttosto bassa, costituito da filliadi, quarziti e locali metabasiti in facies di scisti verdi.

- Arenarie di Val Gardena (Permico medio e inferiore), che costituisce la più antica unità rocciosa sedimentaria che affiora nell'area di Recoaro. Nella porzione inferiore della formazione, sono caratterizzate da stratificazione poco evidente e da granulometria grossolana, mentre nei livelli più alti la grana del sedimento diminuisce e la suddivisione in strati diventa evidente. Tale formazione è da interpretarsi come un deposito continentale di piana alluvionale per le caratteristiche delle strutture sedimentarie e per la presenza di una flora continentale. Le arenarie di Val Gardena sono arenarie arcosiche ossia rocce immature che non hanno completato il loro processo di degradazione. Lo spessore complessivo di questa formazione rocciosa è compresa tra i 25 e i 50 metri.
- Formazione a Bellerophon (Permico superiore), costituita principalmente da dolomie e calcari dolomitici talora cavernosi e calcari oolitici di aspetto terroso da ambiente di deposizione che può essere considerato di tipo lagunare.
- Formazione di Werfen (Scitico), costituita in prevalenza da siltiti micacee cui si associano, soprattutto nella porzione inferiore, strati marnosi, dolomitici e calcarei con stratificazione molto netta; il suo ambiente di sedimentazione è da considerarsi marino, di bassa profondità, riferibile a bassifondi fangosi che per brevi tempi potevano giungere anche all'emersione. Questa formazione ha uno spessore di circa 200 metri e che localmente si riduce a 100 metri.
- Dolomia del Serla inferiore (Anisico inferiore - Scitico superiore), unità prevalentemente dolomitica, costituita da dolomie ben stratificate e da brecce intraformazionali, il passaggio con la formazione sovrastante è graduale e marcato da un forte incremento degli apporti terrigeni che diventano via via predominanti. L'unità in oggetto ha una potenza variabile tra i 10 e i 30 metri.
- Formazione a Gracilis (Pel sonico - Anisico inferiore), con porzione basale costituita da un complesso di siltiti e marne argillose e siltose spesso laminate cui seguono calcari siltosi e marnosi fittamente stratificati e nodulari con locali depositi evaporitici di gessi e argilliti gessifere.
- Strati o Marne a Voltizia, in cui si riconosce una componente vulcanodetritica di arenarie fini, siltiti e peliti, generalmente laminate con locali intercalazioni di dolomie evaporitiche. Localmente queste facies tipicamente terrigene sono accompagnate o sostituite da marne e calcari marnoso-arenacei mal stratificati.



- Calcarea di Recoaro (Pelsonico), unità carbonatica costituita da un complesso di calcari, calcari marnosi e calcari dolomitici con intercalazioni polilitiche, che nella parte alta della formazione è localmente sostituita da dolomie massicce o comunque mal stratificate, legate a fenomeni di dolomitizzazione post-sedimentaria per l'episodio di emersione riconosciuto nel Recoarese alla sommità della formazione. Per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione va riferito ad una laguna più o meno aperta, in cui sembrano meno sensibili gli apporti terrigeni dominanti durante la deposizione della formazione precedente.
- Conglomerato del Tretto (Il lirico superiore- Pelsonico), complesso di strati marnoso - arenacei e calcareo-dolomitici-siltosi. L'ambiente di deposizione è nettamente continentale per le facies elastiche del Recoarese, di transizione o forse lagunare per le facies siltoso-carbonatiche. La potenza dell'unità è variabile, mediamente sull'ordine dei 30 metri, ma localmente può mancare.
- Calcarea a Sturia (Il lirico superiore), unità con spessore ridottissimo, nei dintorni di Recoaro, di 1 o 2 metri di calcari stratificati e nodulari.
- Calcarea di Monte Spitz (Fassanico - Il lirico superiore - Anisico superiore - Ladinico inferiore), formazione del Triassico di Recoaro costituita da calcari massicci o localmente stratificati che, per quanto riguarda la nostra trattazione, sono presenti nella zona ad est di Fantoni a costituire il versante occidentale del monte Spitz. La fatturazione appare variabile da intensa a media.

Su scala d'osservazione maggiore esso si presenta come una piattaforma carbonatica caratterizzata da brusche e consistenti variazioni di spessore (da un massimo di 200 metri fino ad un minimo di 10 metri circa). A Recoaro Mille, infatti, il Calcarea di Monte Spitz passa in brevissimo spazio da 10 a quasi 200 metri di potenza, poiché la piattaforma si è estinta per annegamento in concomitanza di un'intensa fase tettonica o per emersione, con variazioni di potenza come risultato di una decisa azione erosiva in ambiente subaereo.

- Formazione a Nodosus (Fassanico - Illirico superiore - Anisico superiore - Ladinico inferiore), formazione molto eterogenea dal punto di vista litologico, poiché nell'ambito dell'area di Recoaro rappresentava un'area di sedimentazione di tipo bacinale in entropia con la zona piattaforma carbonatica costituita dai calcari di Monte Spitz. Si tratta di un'unità pelagica di spessore rilevante (fino a 90 metri e forse più) con pochi metri di calcari micritici ben stratificati alla base, a cui segue una successione di materiali

vulcanodetritici più o meno fini, spesso ben stratificati, breccie grossolane in genere gradate formate da elementi di Calcarea dello Spitz e/o da rioliti, alcuni metri di calcari micritici, stratificati e nodulari, con abbondante frazione vulcanodetritica.

- Breccia di Fongara (Fassanico - Ladinico inferiore), formazione rappresentata da conglomerati continentali ad elementi carbonatici e matrice siltosa. La deposizione di tale litotipo coincide con una fase di emersione della piattaforma carbonatica con zone di risedimentazione anche all'interno dell'area bacinale. Essa poggia sulla Formazione a Nodosus o, più spesso, direttamente sul Calcarea di Monte Spitz. Lo spessore dell'unità è altamente variabile, in media sull'ordine dei 3-4 metri.
- Vulcaniti Triassiche (Ladinico), consistente ed estesa serie di natura vulcanica, generalmente argillificata, rappresentata da rioliti, riolaciti e latiti sotto forma di colate o di prodotti vulcanoclastici associati, generalmente compatte, che avvennero in ambiente sia subaereo che subacqueo e che mostrano una prima fase essenzialmente acida a cui seguì una seconda fase eruttiva caratterizzata da prodotti di composizione da latitica e latiandesitica fino a basaltica e da cineriti. Nell'area in studio poggiano sulla Breccia di Fongara o, dove quest'ultima è assente, sulla Formazione a Nodosus ed affiorano in modo esteso in prossimità della località Casere Busacco. Talvolta, in corrispondenza di intensa fatturazione e di percolazioni d'acqua, risultano profondamente alterate (bentoniti).
- Deposito gravitativo in massa (Ammasso di Dolomia principale, Norico). Il rilievo di Cima Tunche, e tutto il versante orientale in direzione sud, sono costituiti da dolomie e calcari dolomitici appartenenti alla formazione della Dolomia Principale, ben stratificati e altamente fratturati e sbriciati; a seguito di discordanze giaciture e di sequenza stratigrafica, tale ammasso è ricondotto ad un evento gravitativo (paleofrana) staccatosi dal versante orientale del Monte Campetto. Tale ammasso ha caratteristiche non caotiche, in quanto a grande scala ha conservato, in apparenza, un assetto stratigrafico coerente, con giaciture e strutture in parte conservate.
- Detrito di Falda (Deposito detritico). Si tratta di una più o meno estesa e consistente copertura di detriti di falda e di accumuli gravitativi caotici che interessano in particolare il versante orientale di Cima Tunche a partire dalla zona del deposito gravitativo in massa; il deposito detritico è rappresentato da sedimenti sciolti (ghiaie e sabbie in matrice fine limosa e argillosa) riconducibili soprattutto ai fenomeni disagregativi per



crioclastismo in epoca quaternaria. Tale deposito detritico costituisce un'ampia porzione della copertura superficiale sia della zona di scivolamento attiva che delle aree circostanti.

- Deposito detritico-colluviale. Rappresenta la copertura superficiale dei versanti; possiede spessore variabile in funzione dell'inclinazione del pendio ed è formato essenzialmente da un litotipo limoso-argilloso con frammenti ghiaiosi per lo più medio-fini.
- Dolomia Principale (Retico-Carnico superiore e medio), si tratta di depositi ciclotermici costituiti da dolomie e calcari dolomitici con una potenza che si aggira sui 900 metri.
- Calcari di Spilucco (Paleocene superiore), sono costituiti da marne calcaree a stratificazione assente o mal distinte, punteggiate da frammenti vulcanici e da calcari di spessore sempre molto ridotto, al massimo 10 m.
- Vulcaniti Terziarie (Miocene inferiore - Paleocene superiore), prodotti dell'attività vulcanica terziaria, cioè rocce eruttive di composizione basica e ultrabasica, formati in prevalenza da frammenti più o meno minuti di roccia vulcanica quasi sempre molto alterata immersi in una matrice fine pure alterata e non di rado argillificata con una proporzione variabile, ma sempre subordinata, da frazione carbonatica. Esse formano una fascia continua di spessore variabile tra 30 e oltre 100 metri.
- Depositi quaternari, si dividono in falde di detrito (alla base delle pareti più ripide, soprattutto se formate da rocce dolomitiche o calcaree), depositi colluviali (con una certa omogeneità dal punto di vista granulometrico e non di rado anche litologico, anche se spesso inglobano elementi grossolani estranei), coperture detritiche di frana (simili ai precedenti ma con un gran numero di blocchi di grandi dimensioni immersi in una massa detritica fortemente eterometrica, si riscontrano soprattutto al di sopra di formazioni rocciose a prevalente componente argillosa, tipo le vulcaniti alterate, che hanno favorito lo scivolamento in massa di tali materiali), depositi alluvionali di fondovalle (costituiti da materiali prevalentemente ciottolosi con discreto grado di cementazione e terrazzati), depositi fluvio-glaciali (formati da materiali ciottolosi prevalentemente dolomitici o calcarei, spesso fortemente cementati, nei quali si riconoscono blocchi di varie dimensioni), depositi morenici (composti quasi esclusivamente da elementi di Dolomia Principale, quindi con forte omogeneità litologica dei clasti, frequentemente ricoperti da depositi detritici di falda o di frana), accumuli di antiche frane (molto frequenti, ad elevata cubatura, fino a circa 100 milioni di metri cubi, ed estensione complessiva, oltre il 3% dell'area).

La tettonica di Contrada Fantoni è costituita da una serie di faglie principali ad asse NW-SE che disloca a gradinata la serie stratigrafica sopraesposta con il lato orientale alzato rispetto a quello occidentale abbassato. La presenza di tali faglie sembra aver favorito, non solo nello stato di fratturazione dei litotipi posti in profondità in località Fantoni, ma anche nel condizionare lo schema di circolazione idrica sotterranea in correlazioni con i livelli impermeabili rappresentati dai litotipi vulcanitici.

Altro aspetto di primo piano dello studio di un movimento franoso e conseguenza diretta della situazione litologico-stratigrafica sopra descritta è la geoidrologia della zona. I calcari della Formazione di Monte Spitz sono permeabili per fessurazione e carsismo con drenaggi verticali profondi; la Formazione a Nodosus, data da alternanze di calcari, marne, argilliti, ecc., ha permeabilità variabile con eventuali drenaggi orizzontali secondo i piani di stratificazione (complessivamente la si può ritenere bassa o nulla in senso verticale). Tuttavia la presenza di una sovrapposizione di sedimenti vulcanitici e vulcanoterrigeni, accatastati dall'antico movimento franoso di Cima Tunche, crea un cappello a permeabilità molto bassa.

Il complesso vulcanitico affiorante (costituente il crinale di Malga Chempele, quote fra 989.1 e 1006.9m, che si estende anche sotto la paleofrana di Cima Tunche fino alla zona di frana di Contrada Fantoni), si può ritenere un insieme praticamente impermeabile per la sua intensa alterazione (argillificazione). L'ammasso di Dolomia Principale del rilievo di Cima Tunche, invece, è molto permeabile per intensa fessurazione. Risulta quindi che il crinale di vulcaniti di Malga Chempele, delimitante a nord la paleofrana di Cima Tunche, costituisce il principale spartiacque idrogeologico della zona, probabilmente continuo, praticamente fino al dosso Contrada Fantoni. Inoltre la morfologia del tetto del substrato vulcanitico impermeabile presenta una concavità il cui asse è ubicato sul lato meridionale della zona franosa.

### 1.3 BUTTOLI

La località Buttoli, si trova a nord della città di Barberino del Mugello, all'interno di quella fascia appenninica centro-settentrionale detta Appennino tosco-emiliano (figura 2.5).

Il Mugello costituisce uno dei bacini intermontani che caratterizzano l'Appennino centrosettentrionale. La morfologia è quella di una larga conca tagliata trasversalmente da una stretta fascia alluvionale pianeggiante ai margini della Sieve; tale fascia, attraverso zone collinari e terrazzi fluviolacustri, passa a fasce montuose costituite da rocce calcaree, arenacee e marnoso-argillose e/o oligo-mioceniche.

La successione dei vari ambienti altimetrici (si va dai 160-200 m delle aree di fondovalle, ai 1000-1200m delle aree montuose dell'Appennino), è funzione delle caratteristiche geologiche e morfologiche dell'area. Il bacino può approssimativamente essere considerato lungo circa 25 km (Dicomano-Barberino), e largo circa 11 km. La conca di origine fluviolacustre è delimitata, a nord e a sud, da due spartiacque: uno spartiacque meridionale, sito a quote attorno ai 600-800 m, dato dai Monti della Calvana, Monte Morello, Monte Giovi, che lo separa dall'Area Fiorentina; uno spartiacque settentrionale, dato dall'allineamento Monte Citerna - Monte Peschiera - Passo del Muraglione, che si snoda per circa 50 km, con quote attorno ai 900-1200 m, e che separa il bacino dalla Romagna Toscana. Quest'ultima (detta anche Romagna Fiorentina o, impropriamente Alto Mugello) è formata dalla parte collinare-montana di una serie di valli degradanti verso il versante adriatico.

Si distinguono, in relazione allo spartiacque appenninico, due sub-sistemi fondamentali:

A) il Mugello, a sud di tale spartiacque, per il quale si riconoscono:

- il versante nord, a sua volta articolato in:
  - la montagna appenninica
  - le colline e i terrazzi fluviolacustri
- il fondovalle alluvionale;
- il versante sud, articolato in:
  - la montagna subappenninica;
  - le colline a sud della Sieve.

B) la Romagna Toscana, a nord, a sua volta distinta in:

- la valle del Santerno;
- la valle del Senio;
- la valle del Lamone.

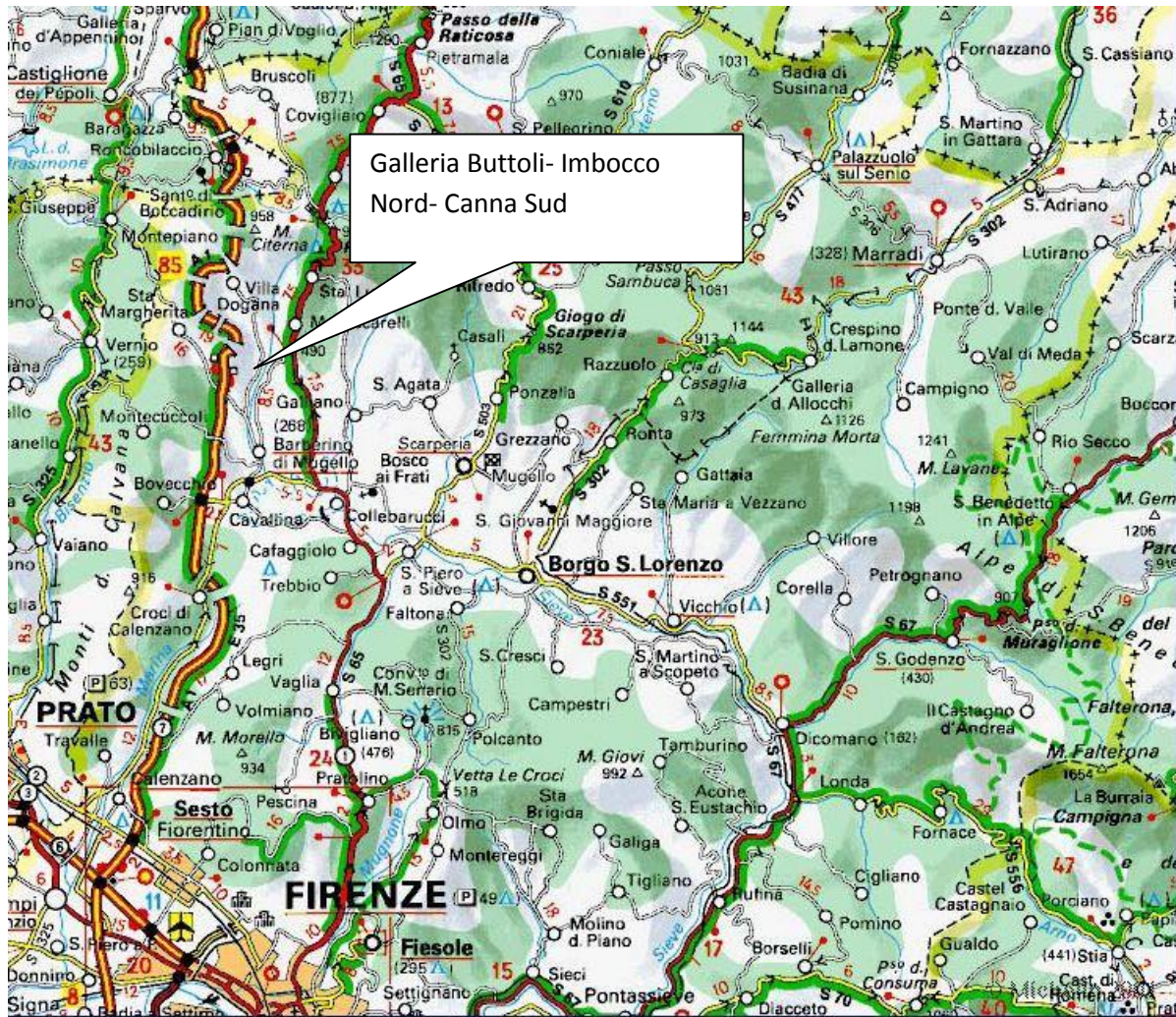


Figura 1.5: Inquadramento geologico

### 1.3.1 IL MUGELLO

La depressione del Mugello coincide con la parte media superiore del bacino idrografico del fiume Sieve, il più importante affluente di destra del fiume Arno.

La valle si trova tra due creste parallele, con direzione NO-SE, del sistema Appenninico. Una di tali creste, precisamente quella più a NE coincide con lo spartiacque Tirreno-Adriatico mentre quella più a SO separa la valle del fiume Sieve dall'adiacente bacino di Firenze. I Monti della Calvana ed il massiccio del Monte Falterona chiudono questa depressione rispettivamente a NO ed a SE.

Questa depressione si è formata durante le fasi più recenti dell'orogenesi appenninica e, durante il Villafranchiano (parte alta del Pliocene e parte bassa del Pleistocene), è stata sede di un vasto e profondo lago. La comparsa dei rilievi laterali della Calvana e del Falterona, posti a chiusura del bacino, hanno quindi provocato la formazione del bacino lacustre che ha occupato la vallata fino all'ultima glaciazione conosciuta. Durante questo periodo ed in epoche più recenti, è continuato il sollevamento dei rilievi posti più a nord, come testimoniato dall'anomala giacitura degli strati dei depositi lacustri costieri. Il lago quindi è stato riempito dai depositi provenienti principalmente dallo smantellamento dei rilievi della catena posta a NE per cui il fiume Sieve ha iniziato a costituire il principale elemento di drenaggio, collocando progressivamente il suo corso ai piedi della catena di SO.

Attualmente la successione lacustre è visibile solo in alcuni tratti lungo i principali corsi d'acqua; gli affioramenti sono essenzialmente composti di argille, argille sabbiose lignitifere e silt nella parte centrale del bacino, mentre nelle aree costiere di depositi fluvio lacustri. Sondaggi profondi hanno identificato un conglomerato basale e valutato lo spessore della sequenza lacustre intorno ai 500 metri.

Successivamente alla fase di estinzione del lago, si è instaurata una fase di modellamento dell'area dovuta a fasi climatiche distinte. Tali fasi hanno condizionato l'attuale morfologia dell'area producendo in un primo tempo un'erosione tale da smantellare la maggior parte dei depositi costieri del lago, le fasi successive hanno prodotto delle superfici alluvionali che sovrastano i depositi lacustri con limiti inconformi.

Alcuni studi recenti hanno confermato che la principale paleosuperficie del Mugello è stata interamente costruita dai fiumi appenninici e successivamente, quando il periodo di clima più

temperato si è stabilizzato, sono iniziati i processi che portarono alla formazione di suoli di considerevole spessore, che non si trovano in serie completa ma troncati ai vari livelli.

Dividendo la zona in varie aree si può notare quanto segue:

- **Il versante nord** (*la montagna appenninica*)

La vera e propria montagna appenninica è caratterizzata da una dorsale attorno ai 1000 metri s.l.m. in prevalenza costituita da rocce arenacee e marnose oligo-mioceniche ad oriente, e di natura più varia ad occidente. La formazione marnoso-arenacea consiste in un'alternanza in cui prevalgono le arenarie. Sottostante alla precedente formazione è rilevata l'arenaria macigno oligocenica, particolarmente fratturata, con minore resistenza agli agenti atmosferici, perciò più instabile. Essa è diffusa, in quota, soprattutto nella parte occidentale del versante nord del Mugello.

- **Il versante nord** (*le colline ed i terrazzi fluviolacustri*)

Il sistema collinare e dei terrazzi fluviolacustri si colloca tra il fondovalle e la montagna appenninica. In sinistra idrografica esso presenta una evidente continuità nella parte centrale del bacino, mentre in destra idrografica si rileva solo una esigua striscia nel tratto dove il fiume, spostando il suo corso verso sud, ha inciso facilmente i vecchi depositi.

La morfologia d'insieme si presenta come un sistema di ripiani, solcati da numerose valli a più livelli terrazzati. I depositi fluviolacustri nel tempo sono stati incisi dai corsi d'acqua che hanno mantenuto un certo parallelismo tra loro, scorrendo perpendicolarmente alla Sieve.

La sequenza di colli che caratterizza il sistema, in alternanza con terrazzi fluvio-lacustri, è netta ed estesa nella parte occidentale, meno identificabile in quella orientale. I paesaggi sono costituiti prevalentemente da arenarie e marne oligo-mioceniche e dal complesso delle argille scagliose.

- **Il fondovalle alluvionale della Sieve**

Si tratta di una stretta pianura, a tratti con andamento meandreggiante, la quale presenta, rispetto all'asse fluviale, uno sviluppo areale asimmetrico e con pendenze medie lievissime. Il letto del fiume frequentemente non riesce a contenere le acque nei periodi di piena, creando notevoli problemi legati ai fenomeni di esondazione.

I terreni sono costituiti da depositi alluvionali recenti derivati dall'erosione di parte dei terreni del bacino sotteso: si tratta prevalentemente depositi incoerenti, costituiti da ciottoli, sabbie e argilla di natura variabile in funzione del tipo di rocce erose a monte.

L'area di pianura è delimitata da due blocchi arenacei sia ad est che ad ovest, (San Piero a Sieve e Vicchio): a monte e a valle di tali "blocchi" si hanno fasce più strette dove i torrenti tributari hanno scavato linee fortemente incise. Sul versante in destra idrografica la continuità della piana è interrotta da frequenti depositi di materiali alluvionali trasportati dai torrenti minori.

- **Il versante sud** (*la montagna subappenninica*)

Si tratta di una vasta area al limite sud-occidentale del bacino del Mugello, caratterizzata da forme arrotondate assai compatte, ed alcuni stretti solchi vallivi. Il versante mugellano della dorsale emerge dalle argille scagliose e dalle arenarie (la linea di passaggio tra queste formazioni corrisponde circa ai 400 m), presentando sui terreni calcarei una superficie sassosa e spoglia dalla vegetazione.

Nella parte occidentale affiorano calcari marnosi eocenici, spesso inclusi come alloctoni in massa prevalentemente argillitica, che occupano gran parte del bacino del torrente Carza e complessivamente danno luogo ad un paesaggio con caratteri montani con quote attorno ai 500 m s.l.m. Nella parte orientale affiorano formazioni di arenarie oligoceniche in alternanza regolare con siltiti laminate e marne. In questi materiali prevale un rilievo notevolmente inciso dall'erosione, con valli a V, e versanti ripidi che costituiscono la dorsale pressoché continua del Monte Senario – Monte Giovi. Si crea, così, un paesaggio caratterizzato dall'alternanza regolare di dorsali e valli raccordate da pendici debolmente inclinate (le quote medie delle vette di tali dorsali sono attorno agli 800 m s.l.m).

- **Il versante sud** (*le colline del versante sud*)

Il paesaggio collinare in destra della Sieve non costituisce una zona compatta, ma è formato da una serie di fasce più o meno strette e differenziate. Nella parte più alta esso è caratterizzato, per una superficie abbastanza estesa ma di scarsa continuità, dalla presenza di materiali argillosi e marnosi notevolmente ricchi di contenuto calcareo in contrasto litologico, all'interno della valle della Carza, con i calcari tipo alberese e le arenarie di Monte Senario.

La parte più bassa è costituita invece da una fascia di arenaria macigno, che giunge fino ai sedimenti fluviali e lacustri della zona pianeggiante.

Un terzo complesso, quello caotico delle argille scagliose, si estende diffusamente sul versante presso San Piero a Sieve (in prossimità dello sbocco della Carza) e tra Vicchio e Monte Giovi. Si tratta di blocchi litoidi e pacchi di strati di differente natura avvolti da matrice argillosa e argilloscistosa.

La provincia di Firenze è caratterizzata da catene montuose generalmente orientate NW-SE (Appennino Settentrionale, monti della Calvana, Montalbano, Pratomagno, Monti del Chianti, Montagnola Senese) formate da arenarie, calcari, marne, argilliti fortemente tettonizzate, di età mesozoica e terziaria, che risultano essere una serie di unità tettoniche impilate durante il terziario in un regime tettonico compressivo. Dal Tortoniano Superiore la tettonica diventa distensiva e si formano bacini neogenici riempiti da depositi fluvio lacustri (Mugello, Valdarno Superiore, Valdarno Medio) e depositi marini (Valdarno Inferiore). Le caratteristiche delle forme appenniniche assumono quindi aspetti diversi fra i bacini a Nord dell'Arno, dove prevalgono formazioni geologiche rigide, e i bacini a Sud dell'Arno dove si hanno grandi estensioni di terreni argillosi. Ovunque però avviene una marcata azione erosiva caratterizzata dall'incisione dei depositi alluvionali, dallo scalzamento della base dei versanti e dall'attivazione di frane in zone soggette al dissesto. La morfologia giovanile dei nostri bacini, associata al carattere torrentizio di gran parte delle aste fluviali, è uno dei fattori principali che rendono il territorio provinciale predisposto allo sviluppo di fenomeni di dissesto (diffusa franosità, accentuazione dei fenomeni erosivi, elevata portata solida dei corsi d'acqua a spese della parte di suolo di maggior valore).

### 1.3.2 GEOLOGIA

Le unità geolitologiche presenti nel territorio comunale e riportate nelle tavole in scala 1/10.000 in figura 1.6 sono le seguenti:

- **Detriti di versante e colluvioni**

Sono i prodotti di deposito derivanti dal trasporto idrico e di gravità. Composizione variabile con la natura del substrato ma prevalentemente limo-argillosa con frammenti litoidi.



### 1.3.2.1 DEPOSITI FLUVIALI E FLUVIO LACUSTRI

- **Alluvioni recenti (al) (Olocene)**

Di ambiente fluviale talora terrazzate, costituite da coperture limose su ciottolami e sabbie con lenti di argille siltose.

- **Alluvioni antiche (at) (Pleistocene medio – superiore)**

Terrazzate di ambiente torrentizio, costituite da ciottoli arenacei classati ed embriciati e silt sabbiosi.

- **Ciottoli di conoide (Vc) (Pleistocene medio - superiore)**

Di conoide fluviolacustre debolmente cementati costituiti da coperture di suolo idromorfo su ciottolami rossastri e silt sabbiosi; porzioni marginali e distali di delta conoidi costituite da sabbie giallastre

- **Argille lacustri (Va) (Pleistocene inferiore)**

Costituite da argille limose grigie e limi con lenti di sabbie e consistenti orizzonti lignitiferi (bacini di Barberino e Galliano)

### 1.3.2.2 FORMAZIONI DI SUBSTRATO

- **Formazione delle marne di San Polo (m) (Langhiano)**

Costituite da marne siltose giallastre a stratificazione spesso indistinta con subordinati staterelli di arenaria.

- **Formazione del Macigno di M. Cervarola (ma) (miocene inferiore)**

Costituita da alternanze di siltiti marnose ed arenarie torbiditiche micacee e argilliti con intercalazioni di livelli plastici argillosi.

- **Formazione del macigno del Falterona (a) (oligo-miocene)**

Costituita da arenarie torbiditiche micacee stratificate talora in banconi e sovente intensamente fratturate, con subordinate siltiti e argilliti marnose.

- **Formazione di M. Morello (c) (eocene)**

Costituita da marne calcaree e calcari marnosi stratificati e mediamente fratturati con sporadiche intercalazioni argillitiche

- **Complesso caotico (ca)**

Terreni caotici con prevalente matrice argillosa rimaneggiata in superficie e con diffuse coperture detritiche inglobanti blocchi di calcarei arenacei, calcari silicei verdastri, masse ofiolitiche brecciate.

- **Calcari marnosi (c')**

Inglobati in ac ed appartenenti alle serie liguridi

- **Ofioliti**

Rappresentate da diabasi e serpentine talora brecciate senza evidenti rapporti stratigrafici con le unità circostanti.

Secondo il modello ricostruito da Gemina (1962) con sondaggi per ricerca di ligniti, il bacino lacustre di Barberino ad ovest della soglia di Bilancino si sviluppa su spessori relativamente modesti, fra 50 e 100 metri, in confronto alle aree centrali del Mugello dove sono stati attraversati 500 metri di sedimenti lacustri riposanti sulle formazioni arenacee.

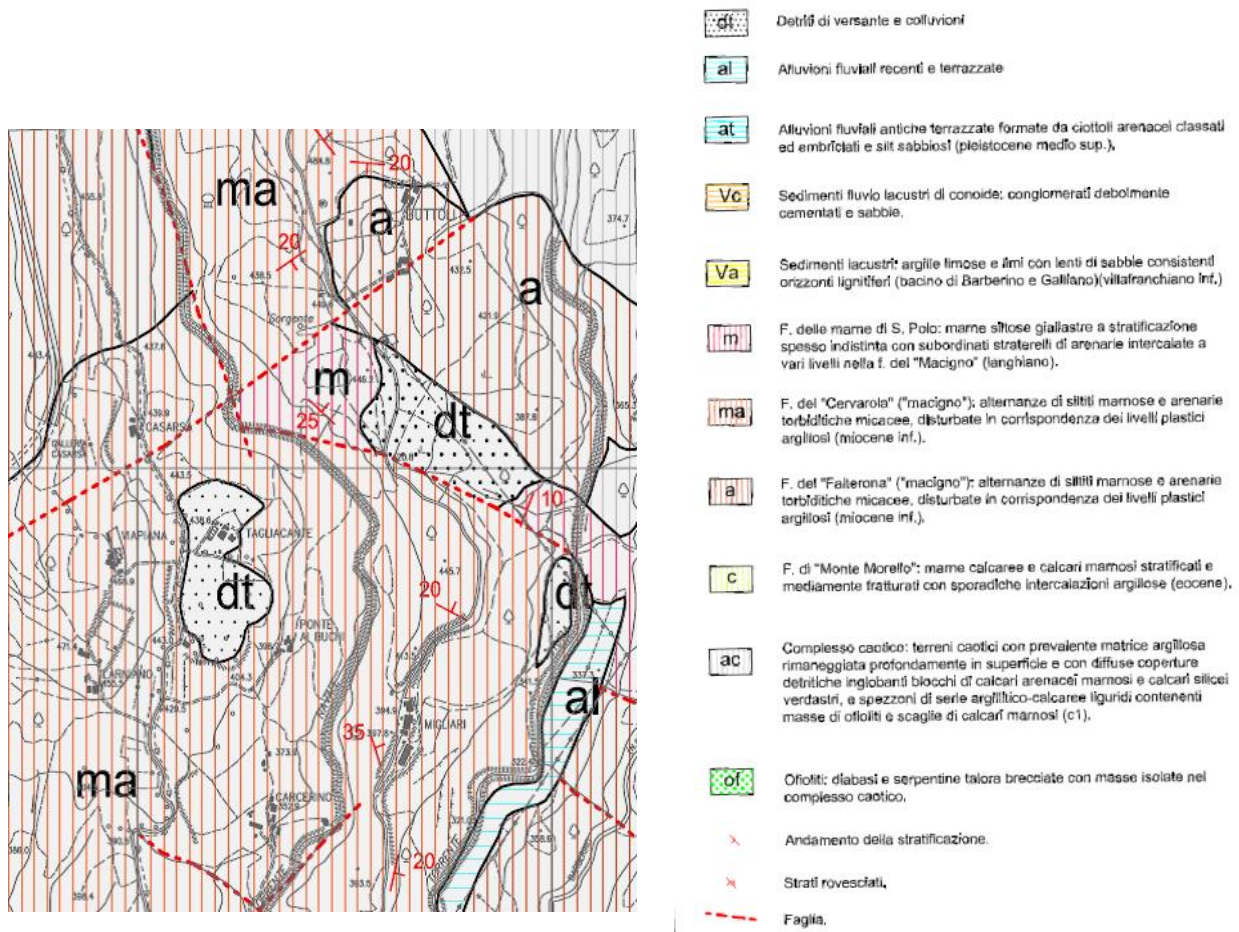


Figura 1.6: Carta geologica - località Buttoli

### • Formazione di Sillano

Argilliti e siltiti fogliettate, di colore grigio scuro, nerastro, marrone, ocra o verdastro, talora rossastro, intercalate a calcari, spesso silicei, e calcari marnosi a grana fine e finissima, in strati da sottili a molto spessi, di colore nocciola, giallastri o verdini in superficie alterata, grigio chiari in superficie fresca. I livelli calcarei si presentano talora con fratturazione ad incudine.

Sono frequenti anche strati gradati calcarenitici, da sottili a spessi, di colore grigio scuro e marrone all'alterazione. Rapporto argilla/calcare  $>1$  o  $\gg 1$ . Tutti i litotipi presenti sono intensamente deformati con una foliazione estremamente pervasiva nelle argilliti, mentre i livelli più competenti si presentano sottoforma di cerniere sradicate. La potenza geometrica rilevata a scala regionale è circa 800 metri. Il contatto stratigrafico inferiore non preservato. Depositi pelagici e torbiditici di piana bacinale. *Cretaceo Sup.-Eocene Inf.*

- **Formazione di Monte Morello**

Calcareniti e calcilutiti gradate passanti al tetto a calcari marnosi e marne biancastre, in strati da medi a molto spessi, fino a banchi. Localmente vi sono areniti fini in strati da medi a spessi di colore grigio, marrone all'alterazione e talora si nota la presenza di liste di selce nera. La potenza parziale affiorante a scala regionale è di circa 600 metri. Depositi torbiditici di piana bacinale con megatorbiditi carbonatiche. *Eocene Inf.-Medio*.

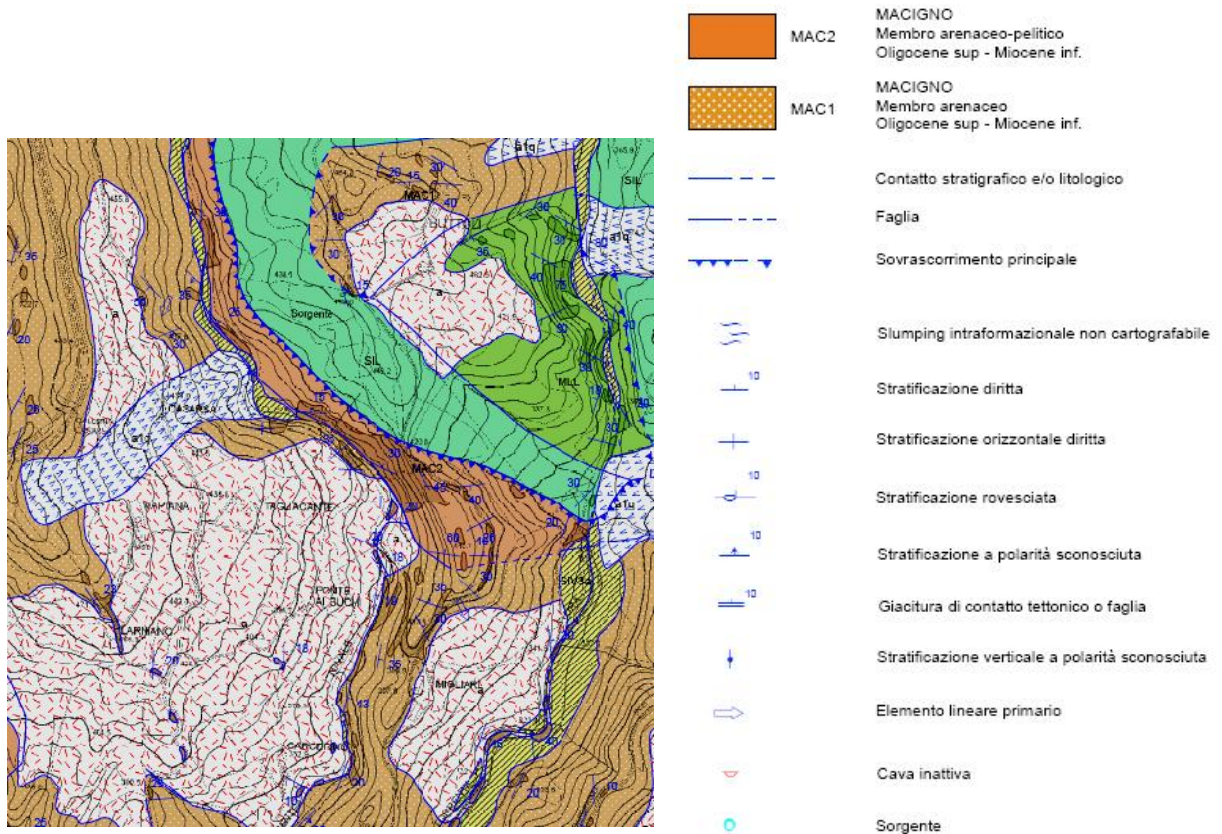


Figura 1.7: Carta geologica e geomorfologica - località Buttoli



## 1.4 CASTIGLIONE DEI PEPOLI E SAN BENEDETTO VAL DI SAMBRO

I comuni di Castiglione dei Pepoli e di San Benedetto Val di Sambro fanno parte entrambi del bacino del fiume Reno il quale è il più importante corso d'acqua dell' Emilia Romagna, nonché l'unico rilevante nella regione che non sia un affluente del Po. Entrambe le località fanno parte della comunità montana dell'alto Reno nella provincia di Bologna. Il lato meridionale dei due comuni corre lungo il crinale dell'Appennino toscano-romagnolo e funge da confine con la provincia di Firenze sono inoltre divisi dal torrente Setta. San Benedetto Val di Sambro confina ad est con il Savena che lo separa da Monghidoro, invece Castiglione dei Pepoli ad ovest confina con il comune di Camugnano.

Il monte più elevato è il monte Bastione (m. 1190), seguito dal monte dei Cucchi (1140), Le valli del Savena e del Setta li attraversano ai lati da sud a nord. Nel mezzo si trovano le valli del Sambruzzo e del Sambro. Tra gli altri corsi d'acqua ricordiamo il Rio del Voglio che dà il nome alla frazione del Pian del Voglio. Degno di nota anche il lago di Castel dell'Alpi.

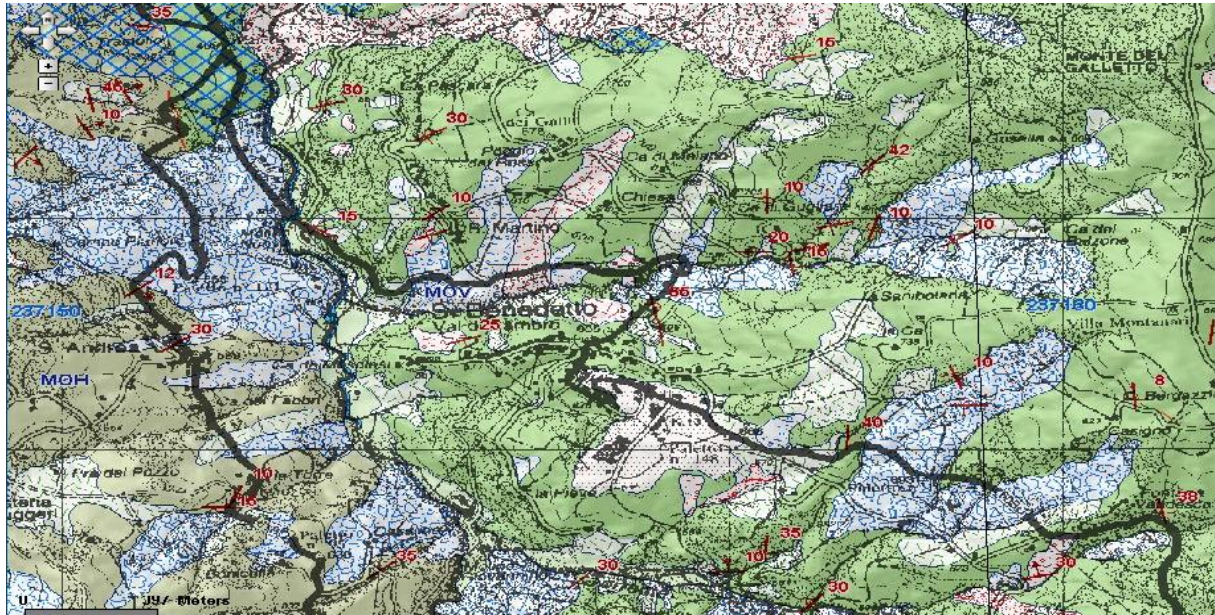


Figura 1.8: Localizzazione geografica Val di Sambro

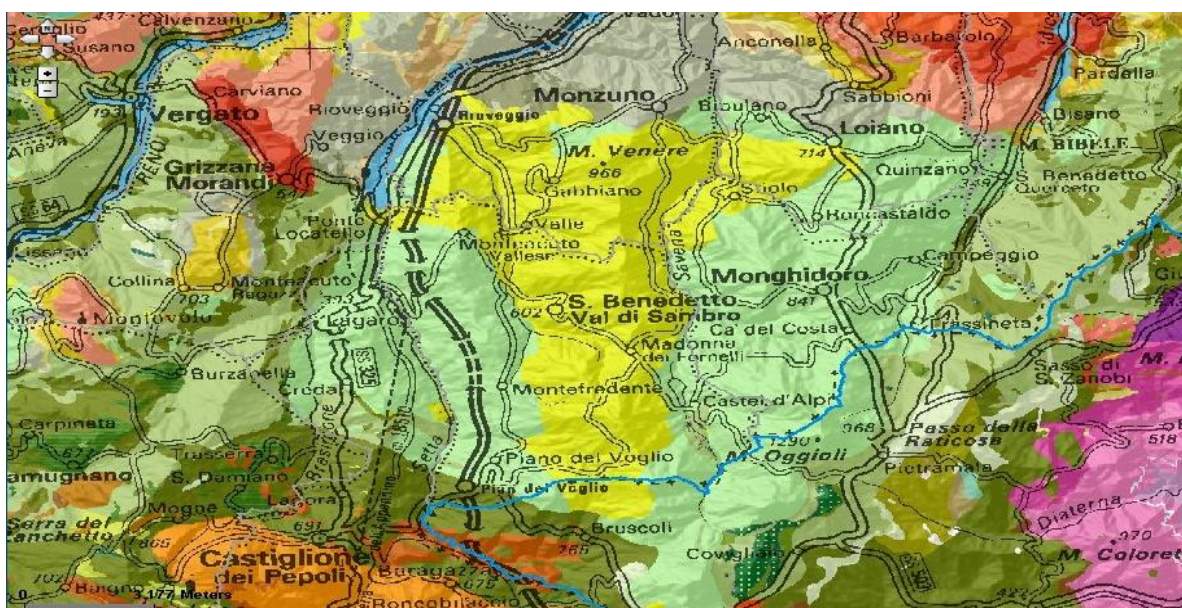


Figura 1.9: Mappa geologica Val di Sambro e Castiglione dei Pepoli

1.4.1 GEOLOGIA

La zona fa parte dell'Appennino tosco-bolognese che è una parte del più ampio Appennino tosco-emiliano. Questa parte dell'Appennino è costituita dal contrafforte pliocenico Il Contrafforte pliocenico il quale è l'insieme di rupi rocciose in pietra arenaria che si snodano come un bastione naturale tra le valli dei fiumi Setta, Reno, Savena, nei territori dei Comuni della comunità montana dell'alto Reno. Le rocce costituenti il Contrafforte sono il risultato della sedimentazione di sabbie e ghiaie trasportate dai torrenti appenninici all'interno di un ampio golfo marino che nel Pliocene (tra i 5 e 2 milioni di anni fa), interessava vasta parte dell'attuale Appennino Bolognese. A causa dell'innalzamento e dell'abbassamento del livello del mare (causate da glaciazioni e deglaciazioni), vi furono numerosi cicli di sedimentazione. Le forze orogeniche innalzavano questi sedimenti da un lato e facevano sprofondare la parte opposta, con cicli di migliaia di anni, con una sorta di basculamento. Le successive fasi di sollevamento della catena appenninica hanno innalzato queste rocce fino ad oltre 600 m di quota, consentendo ai fenomeni erosivi di esplicarvi la loro azione, modellandole nelle forme che noi oggi osserviamo. Il substrato roccioso si compone nei rilievi più elevati di arenarie grossolane, di un colore giallo dorato, mentre alla base i terreni sono composti da morbide argille, e spesso solcati da calanchi: tutte queste rocce sono ricche di fossili marini.

Per quanto concerne Castiglione dei Pepoli è possibile distinguere tre litofacies dal basso : marmosa, calcarea e arenacea.

- Membro marmoso: costituisce la porzione basale della formazione. Esso è costituito da marne siltoso-micacee compatte , talora grossolanamente laminate, a frattura scheggiata di colore grigio scuro al taglio fresco e grigio-giallastro all'alterazione.
- Membro arenaceo: è costituito da depositi torbitici prevalentemente grossolani ; si dividono in depositi arenaceo-conglomeratici ossia costituiti da corpi lenticolari di arenarie da grossolane a molto grossolane ed in depositi arenacei spessi costituiti da arenarie medio- grossolane ed infine da depositi arenacei-sottili.
- Membro calcareo: è individuato al tetto della sequenza geologica ed è rappresentata da olistoliti.

Invece per San Benedetto Val di Sambro la composizione morfologica è costituita da strutture calcareo- marnose a base finemente detritica in strati da medi a massicci di colore grigio-chiaro con a tetto sottili intervalli argillosi grigio-scuri o nerastri.

## 1.5 SCHEMA DELLE TIPOLOGIE DI TERRENO ANALIZZATE

Di seguito viene riportato uno schema riassuntivo per evidenziare la diversa tipologia di terreni di cui sono costituiti i vari campioni prelevati:

1. Montona e Rosazzo: la formazione da dove provengono i campioni di terreno è denominata Flysch, il quale è un complesso sedimentario composto da roccia sedimentaria clastica di origine sin-orogena depositasi in ambiente marino. Quindi non sono altro che classici sedimenti costituiti da alternanze cicliche di arenaria, di marne e di calcari.
2. Fantoni: è costituito dall'alternanza di calcari, marne ed argilliti con permeabilità variabile e ricoperto da un cappello formato da sedimenti vulcanici a permeabilità molto bassa.
3. Buttoli: per quanto concerne questo sito si dovrà distinguere tra le formazioni superficiali che sono costituite da depositi alluvionali formati da argille, limi, sabbia e ciottolami e le formazioni del substrato che invece da alternanza di marne ed arenarie.
4. Castiglione dei Pepoli e Val di Sambro: la formazione è data da un'alternanza di membri calcarei, marmosi ed arenacei.





## Capitolo 2

# CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA

### 2.1 LIMITI DI ATTERBERG

I campioni di terreno utilizzati per le prove di riattivazione sono ora caratterizzati da un punto di vista geotecnico.

L'analisi geotecnica consiste nella valutazione di:

- $W_L$  = Limite Liquido
- $W_p$  = Limite Plastico
- $PI$  = Indice Plastico
- Analisi granulometrica umida
- Analisi aerometrica
- Classificazione dei terreni

La proprietà dei terreni a grana fina di combinarsi con l'acqua, porta alla formazione di un materiale che possiede una certa plasticità poiché formabile e plasmabile sotto la pressione delle dita. Questa proprietà dipende dalla mineralogia del terreno, che governa l'entità delle forze che attraggono le particelle di acqua, e dalla dimensione delle particelle che governa il peso relativo di queste forze rispetto a quelle di gravità.

Questo fenomeno ha rilevanza, nonostante la modesta entità delle forze elettriche, per la piccolissima dimensione delle particelle di terreno, ed è, appunto, tanto più importante, quanto minore è la cosiddetta superficie specifica,  $s$ , delle particelle.

La superficie specifica è il rapporto tra la superficie esterna della particella e il suo peso. Nell'ipotesi di particelle sferiche di peso specifico  $\gamma$  si ricava facilmente:  $s = 6/(\gamma d)$ .

Quanto più piccolo è il diametro delle particelle, più grande è la superficie specifica e maggiore il ruolo delle forze superficiali dovute alla distribuzione delle cariche elettriche, rispetto a quello del peso proprio delle particelle. Per  $d = 1$  mm, la superficie specifica è

dell'ordine di  $5 \text{ cm}^2/\text{g}$  e per particelle della dimensione di  $1\mu$ , essa è circa  $5\text{m}^2/\text{g}$ . Per determinate argille, può raggiungere valori dell'ordine del centinaio di  $\text{m}^2$  per grammo.

Questi fenomeni spiegano la plasticità dei terreni a grana fina.

La plasticità viene “misurata” in laboratorio mediante semplici prove, che consentono di determinare il limite di plasticità e il limite di liquidità o di fluidità.

Tali limiti, detti anche di Atterberg, sono specifici valori del contenuto d'acqua che segnano rispettivamente il passaggio da uno stato semisolido a uno stato plastico (nel senso di formabilità del terreno), e da uno stato plastico ad uno stato “fluido”.

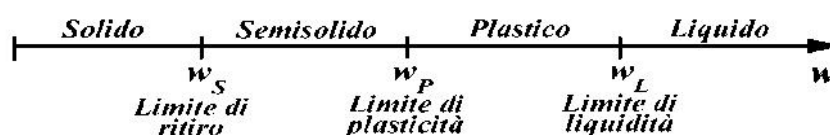


Figura 2.1: Schematizzazione limiti di Atterberg

Per entrambi i valori del contenuto d'acqua il terreno è sempre saturo mentre risulta parzialmente saturo per valori del  $w$  molto minori del limite di plasticità.

Infatti, per bassi valori del contenuto d'acqua, prevalgono le forze interparticellari e l'argilla assume un aspetto consistente (“solido” o “semisolido” secondo il contenuto d'acqua); all'aumentare del contenuto d'acqua, aumenta il volume dei pori (terreno saturo), e quindi la distanza tra le particelle, per cui le forze interparticellari assumono un ruolo decrescente. Per elevati valori del contenuto d'acqua il ruolo delle forze interparticellari diventa trascurabile e il materiale perde la sua peculiare formabilità assumendo le caratteristiche di un fluido molto viscoso.

Il limite di plasticità,  $W_P$ , è quel valore limite del contenuto d'acqua al di sopra del quale il materiale diventa plastico, cioè formabile in presenza di acqua. Convenzionalmente, esso è quel valore di  $W$ , per il quale dei bastoncini cilindrici di argilla ottenuti miscelando argilla secca polverizzata con acqua distillata, cominciano a sgretolarsi ed a spezzarsi a partire da un diametro di 3.2 mm (per diametri maggiori essi resterebbero intatti). Per un contenuto d'acqua maggiore di tale limite, sarebbe possibile formare bastoncini di diametro minore di 3.2 mm; per un valore minore, sarebbe possibile formare solo bastoncini di diametro maggiore.

Il limite di liquidità, WL, è quel valore del contenuto d'acqua al di sopra del quale il materiale perde la sua formabilità perché troppo fluido. Esso viene misurato convenzionalmente mediante il cucchiaio di Casagrande, che viene riempito di argilla in cui viene praticato un solco con un attrezzo standardizzato. Mediante una manovella a cui è fissata, la coppetta viene fatta regolarmente sollevare e cadere da una altezza prefissata su di una base. Il limite di liquidità è quel contenuto d'acqua per il quale 25 colpi determinano la chiusura del solco per una lunghezza di 10 mm. Nelle prove, tipicamente si misura un numero diverso da 25: se per esempio esso è minore di 25, il contenuto d'acqua è maggiore del limite di liquidità, il contrario se il numero di colpi, N, è maggiore di 25. La differenza  $IP = WL - WP$ , viene chiamata Indice di Plasticità.

Al crescere dell'Indice di Plasticità cresce la variazione del contenuto d'acqua necessario per portare un'argilla dallo stato semisolido allo stato fluido.

L'indice di plasticità, così come i limiti di plasticità e di liquidità, è quindi una proprietà indice del terreno. Per terreni relativamente grossolani, esso è modesto o nullo, mentre cresce al crescere della percentuale di particelle fini (superficie specifica). Esso è però anche funzione della mineralogia del terreno, da cui dipende l'attività delle particelle, cioè la capacità di combinarsi con l'acqua. Tra i minerali più attivi si citano le montmorilloniti, tra quelli meno attivi le caoliniti; un'attività intermedia presentano le illiti.

Per la rappresentazione della plasticità dei terreni, è ampiamente utilizzata la Carta di Casagrande, in cui sono riportati, in ascisse, il limite di liquidità ed in ordinate, l'Indice di Plasticità.

Tale carta consente di classificare i terreni in funzione della plasticità (bassa per WL minore del 30%, media per WL compreso fra il 30 ed il 50% ed alta, per WL maggiore del 50%), ma anche della granulometria (limi ed argille) e del contenuto in sostanze organiche (che abbassa la plasticità). Per evidenziare il ruolo della mineralogia, che nella Carta di Casagrande è oscurato da quello della granulometria, Skempton ha proposto la Carta di Attività, in cui l'Indice di Plasticità, in percento, è posto in funzione del contenuto di argilla, sotto forma di percentuale in peso secco di particelle di dimensione minore di  $2\mu$ . Indice di Attività, IA, è il rapporto tra il primo e il secondo valore. Pertanto possiamo definire terre inattive quelle con  $IA < 0.75$ , quelle mediamente attive, quelle con  $0.75 < IA < 1.25$  e infine le terre attive sono quelle con  $IA > 1.25$ .

L'analisi granulometrica consiste nel trovare la distribuzione percentuale in peso dei grani del campione secondo le loro dimensioni, solitamente si divide in due metodi di prova: vagliatura meccanica e aerometria( analisi per sedimentazione). I sistemi di classificazione usati sono: USCS e AASCHTO.

Si riportano di seguito i dati ottenuti per i vari campioni:

#### LIMITI DI ATTERBERG

	BUTTOLI	FANTONI S10	VAL SAMBRO	FANTONI S8	ROSAZZO	MONTONA	FANTONI S12	CAST. PEPOLI
<b>W<sub>L</sub></b> (%)	39	93	44	76	45	51	58	40
<b>W<sub>P</sub></b> (%)	20	42	23	34	22	24	28	20
<b>PI</b> (%)	19	51	21	42	23	27	30	20
<b>AI</b>	0,79	1,28	1,24	2,10	0,92	0,68	2,50	1,11

#### ANALISI GRANULOMETRICA

	BUTTOLI	FANTONI S10	VAL SAMBRO	FANTONI S8	ROSAZZO	MONTONA	FANTONI S12	CAST. PEPOLI
<b>GF</b> (%)	24	8	47	15	30	25	43	41
<b>FF</b> (%)	76	92	53	85	70	75	57	59
<b>CF</b> (%)	24	40	17	20	25	40	12	18
<b>MF</b> (%)	52	52	36	65	45	35	45	41

**GRAVEL**= ghiaia

**GF** = gross fraction

**FF** = fine fraction

**CF** = clay fraction

**MF** = silt fraction

*Tabella 2.1: Limiti di Atterberg ed analisi granulometrica*

Si nota che la percentuale maggiore che caratterizza i campioni è dovuta alla componente inferiore al passante #200. Secondo USCS le terre a grana fine sono classificate tali quando la percentuale al passante #200 è > del 50%; notiamo che questa condizione è verificata per

tutti i siti presi in esame. Inoltre possiamo, distinguere in base al limite di liquidità WL, se abbiamo limi o argille distinguendo successivamente tra organiche ed inorganiche. Sempre secondo il sistema USCS definiremo limi quando l'indice liquido è maggiore del 50% invece argille se si verifica la condizione opposta ossia quando WL è inferiore al 50%. Guardando la tabella precedente notiamo che per i siti di Rosazzo, Buttoli e Val di Sambro siamo alla presenza di argille mentre negli altri siti rimanenti quindi Montona e Fantoni abbiamo dei limi. Per determinare invece la componente organica o meno devo raffrontare il WL con l'indice di plasticità e basandomi sulla carta di plasticità di Casagrande stabilire sito per sito se siamo in presenza di argille/limi organici o inorganici.

Notiamo che per tutti i siti in esame siamo alla presenza di materiale inorganico. La differenza tra limi e argille è data anche dal diverso comportamento a semplici procedimenti che rendono facile anche l'identificazione visiva. I limi, soprattutto quelli grossi, sono distinguibili a occhio nudo; presentano bassa plasticità e marcata reazione allo scuotimento, al tatto appaiono leggermente granulari o ruvidi; si disintegrano in acqua; posseggono coesione ma possono essere facilmente polverizzati con le dita inoltre è un materiale poco o per niente plastico. Le argille invece allo stato secco possono essere rotte ma non polverizzate con le dita; si disintegrano lentamente in acqua; appaiono lisce al tatto, presentano plasticità, reazione allo scuotimento quasi nulla, si appiccicano alle dita e si essicano lentamente generando delle fessure. All'aumentare della plasticità questi fenomeni assumono maggiore rilevanza. Infine, base alla plasticità si possono distinguere argille magre (plasticità media) e argille grasse (plasticità elevata).

## 2.2 CURVE GRANULOMETRICHE

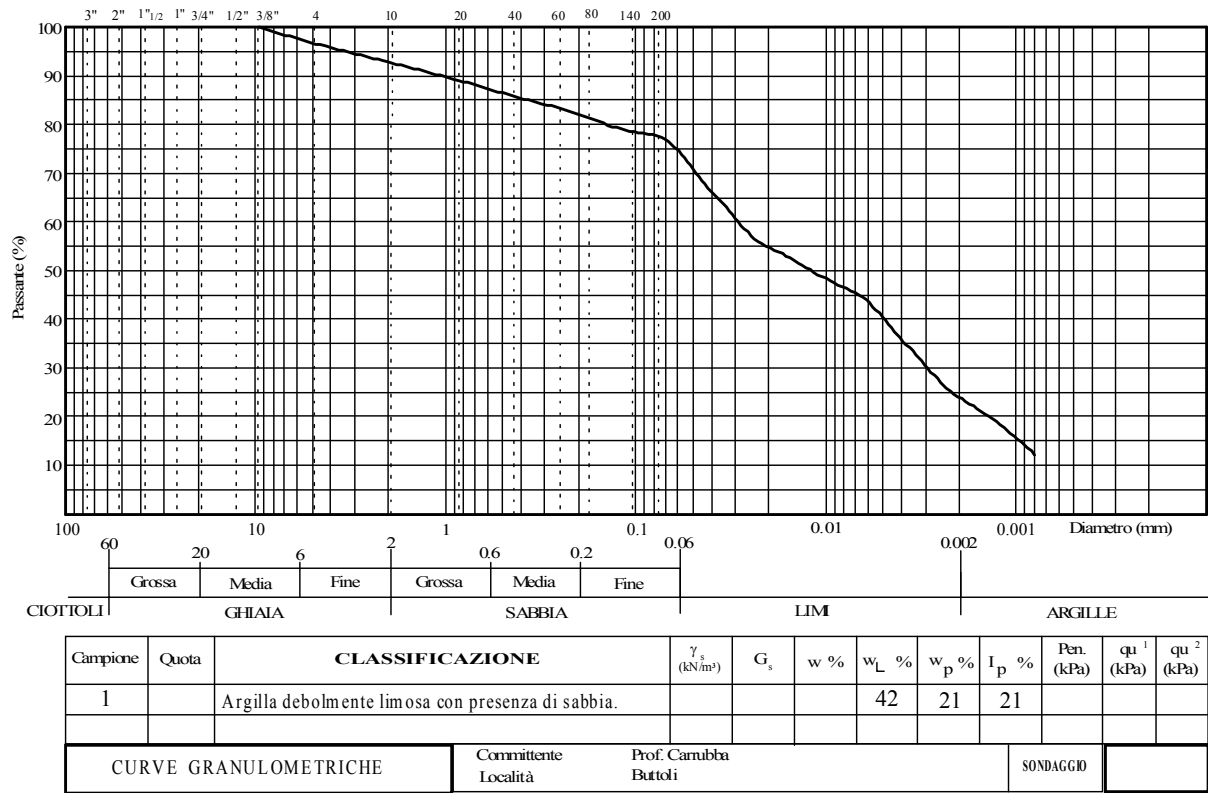


Grafico 2.1: Curva granulometrica di Buttoli

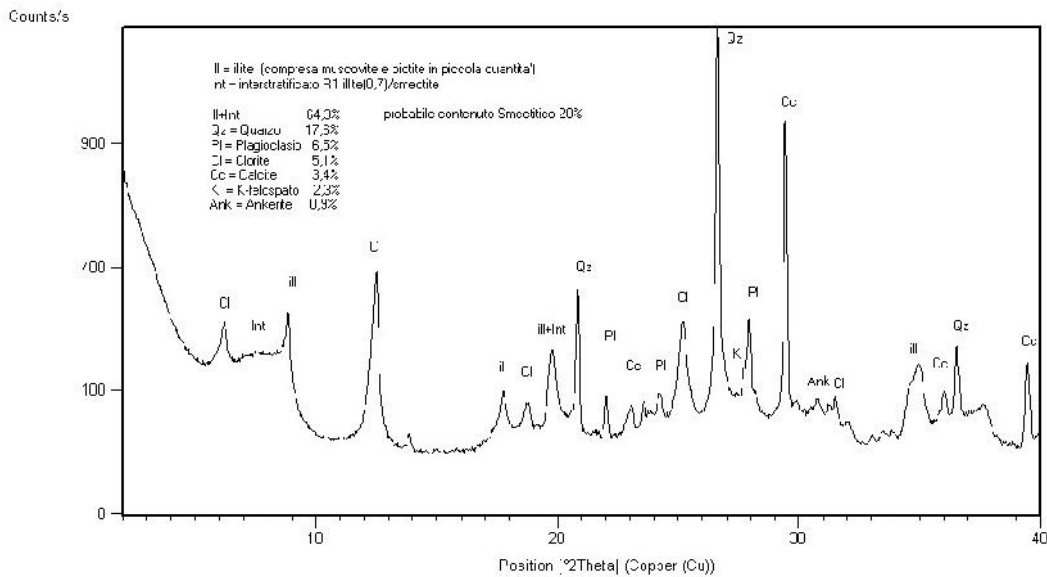


Grafico 2.2: Caratteristiche mineralogiche Buttoli

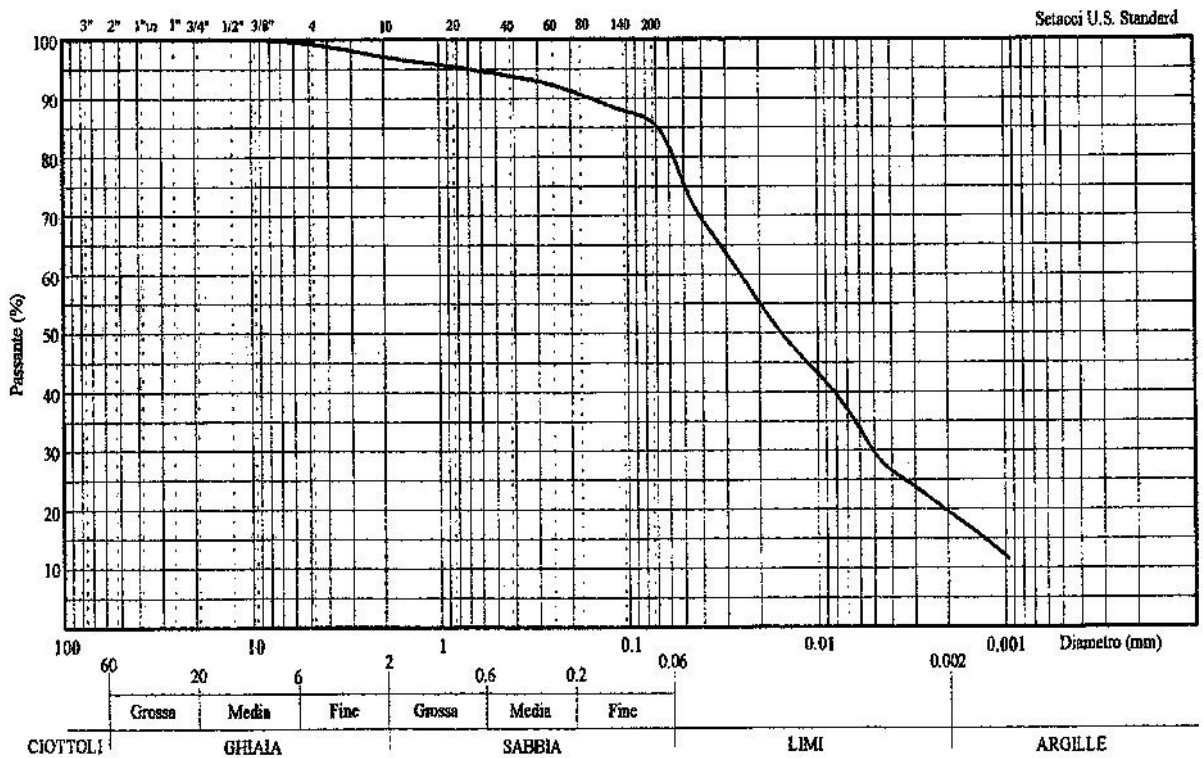


Grafico 2.3: Curva granulometrica Fantoni S8

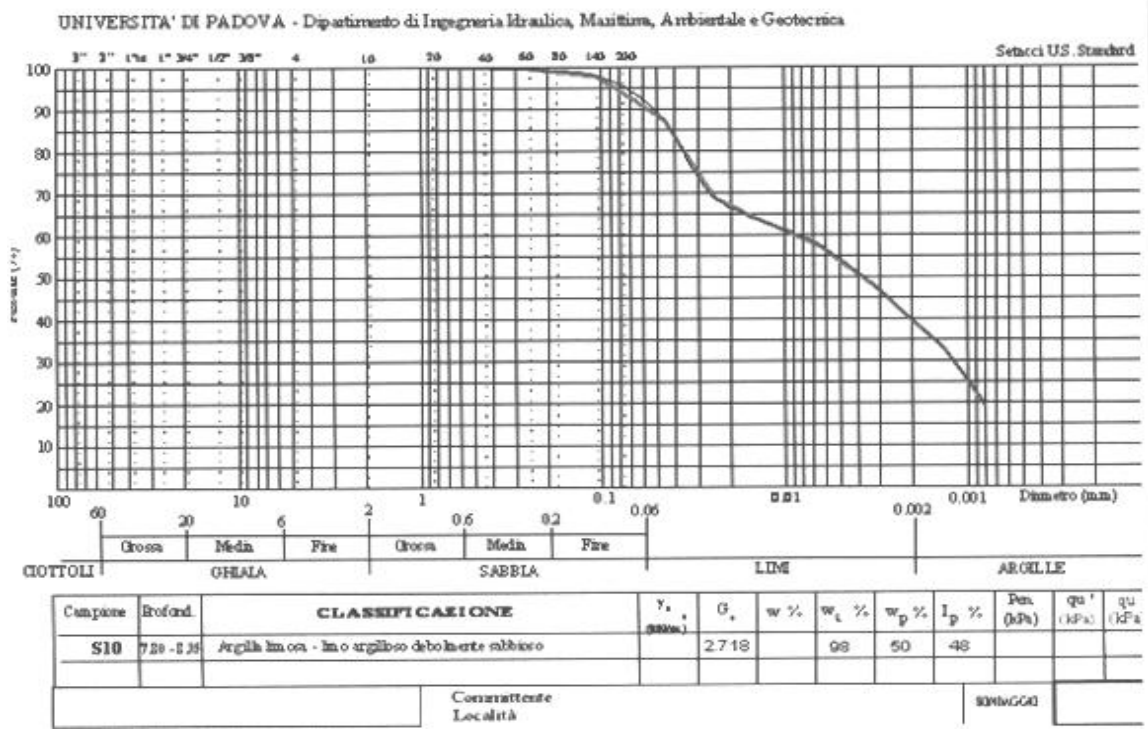


Grafico 2.4: Curva granulometrica Fantoni S10



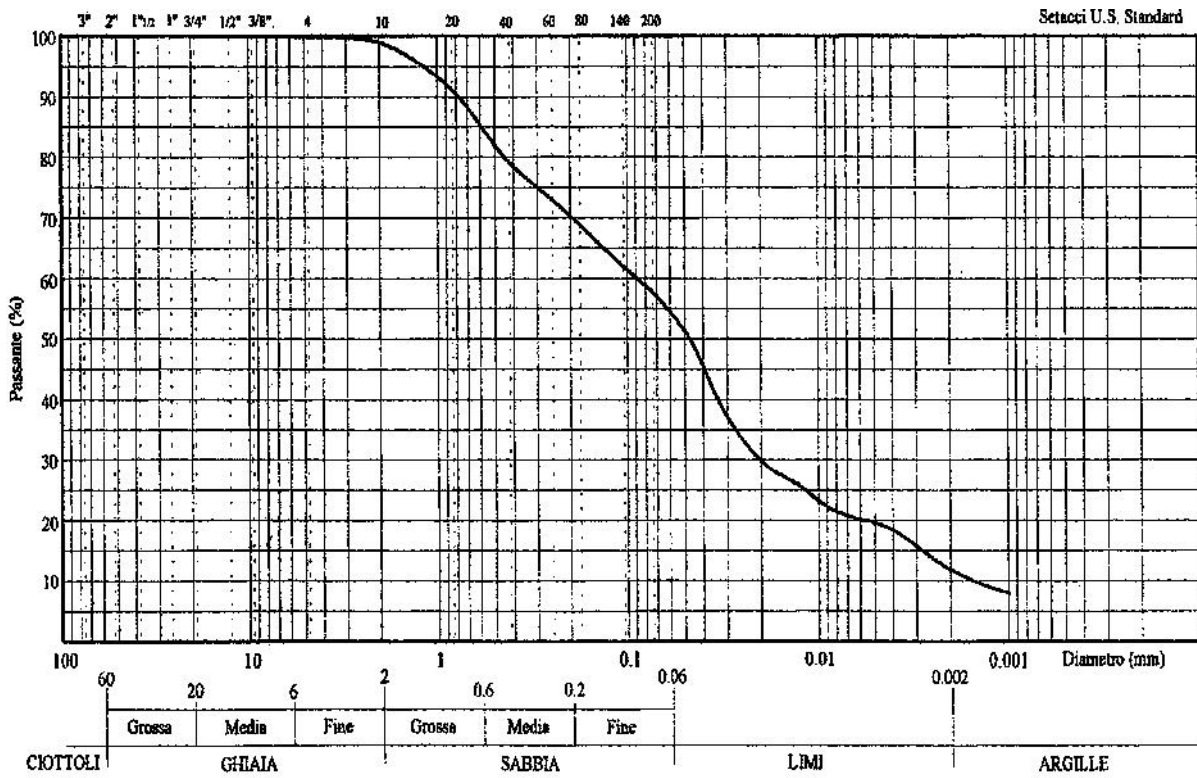


Grafico 2.5: Curva granulometrica Fantoni S12

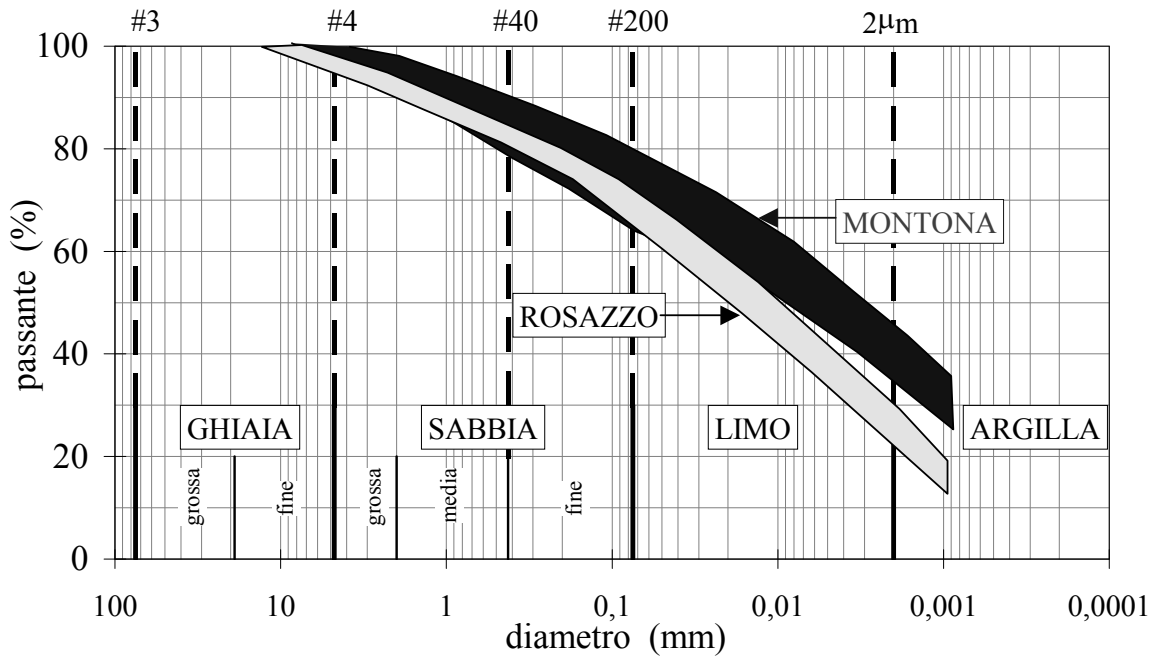


Grafico 2.6: Curva granulometrica Montona e Rosazzo

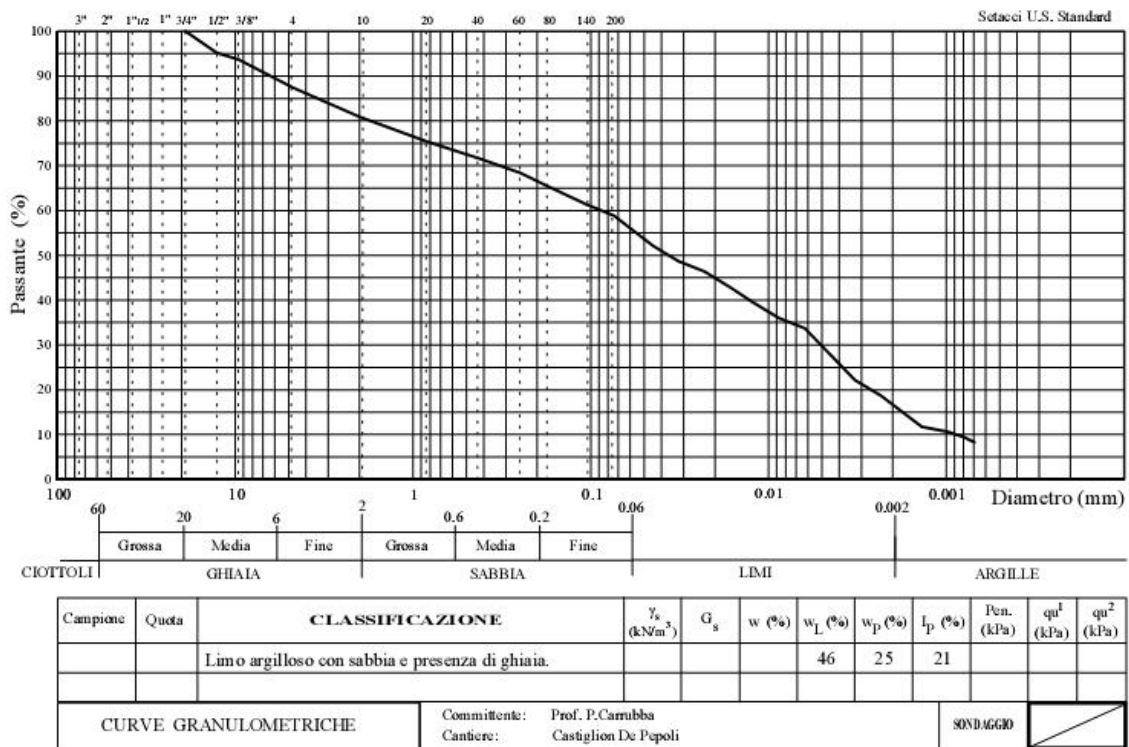


Grafico 2.7: Curva granulometrica Castiglione dei Pepoli

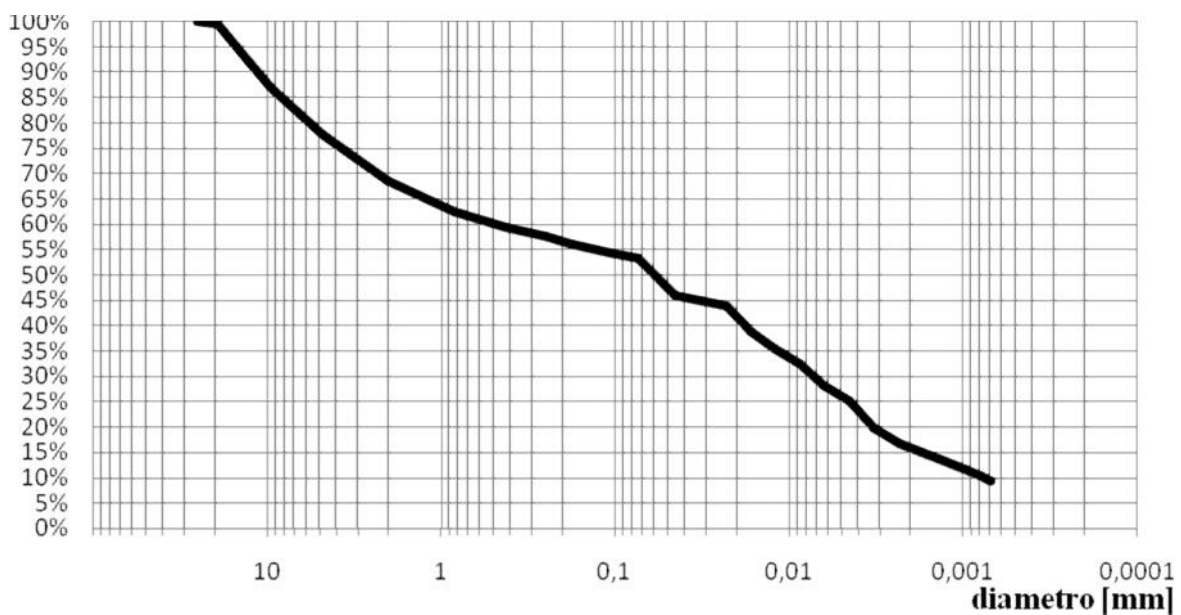


Grafico 2.8: Curva granulometrica Val di Sambro

## 2.3 GRAFICO RIASSUNTIVO GRANULOMETRIE

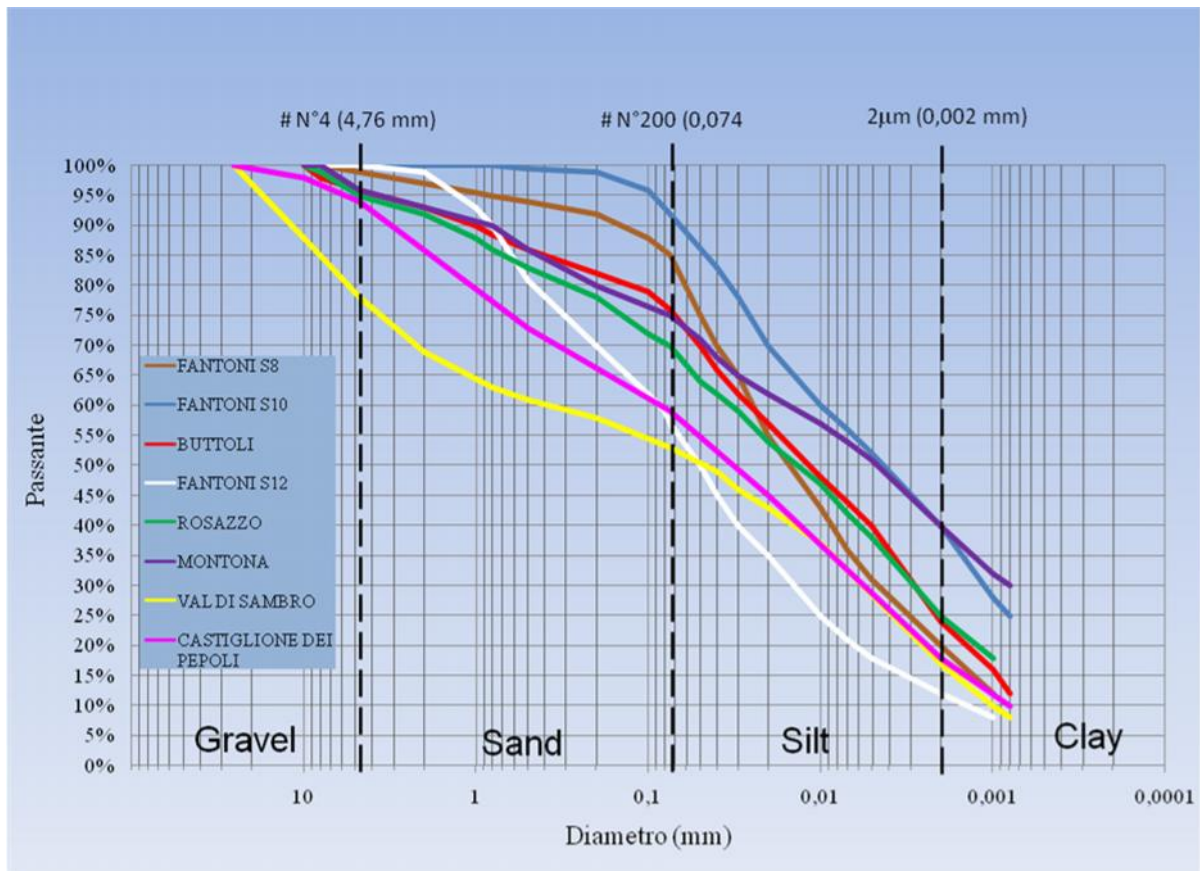


Grafico 2.9: Schema riassuntivo delle curve granulometriche



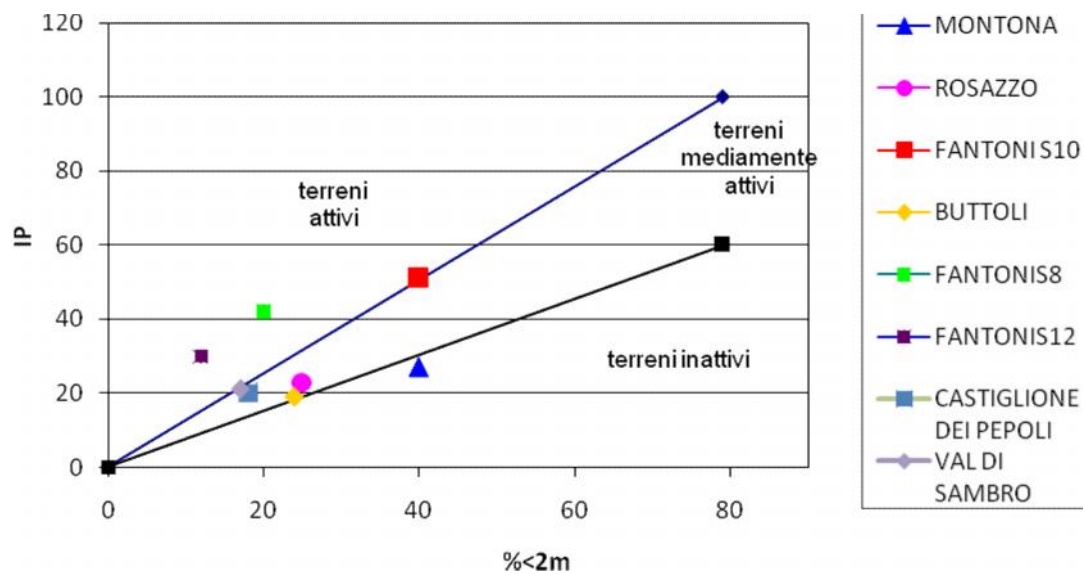


Grafico 2.11: Andamento IP-CF

Nel diagramma di attività colloidale elaborato da Skempton si nota che i terreni di frana Fantoni sono terreni attivi, infatti presentano un indice di attività colloidale:  $IA > 1$ . Questi terreni nel diagramma di plasticità di Casagrande ricadono nel campo delle argille inorganiche di plasticità alta e presentano anche il più alto valore di limite di liquidità.

I terreni invece di Montona, Rosazzo, Buttoli, Castiglione dei Pepoli e Val di Sambro sono terreni mediamente attivi e inattivi classificati come argille inorganiche di plasticità bassa o media.

## Capitolo 3

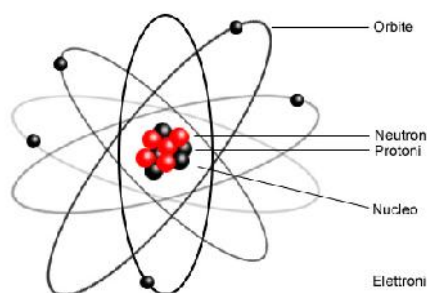
# LEGAMI CHIMICI

### 3.1 INTRODUZIONE

Gli atomi isolati, ad eccezione dei gas nobili e dei metalli allo stato aeriforme e ad alta temperatura, secondo la teoria elettronica della valenza tendono spontaneamente ad aggregarsi tra loro mediante interazioni per raggiungere una configurazione elettronica più stabile ossia stabilizzarsi in uno stato energetico minimo.

Il legame chimico è una forza di attrazione di tipo elettrico capace di tenere uniti gli atomi e quindi di dare origine a tutte le sostanze. Si forma un legame stabile tra due o più atomi quando le forze di attrazione prevalgono sulle forze di repulsione. Gli atomi legati costituiscono un sistema stabile poiché possiedono un'energia chimica minore di quella che corrisponde agli stessi atomi isolati. La capacità e il modo dei vari atomi di formare legami sono essenzialmente dovuti agli elettroni di valenza, che sono quelli messi in gioco da un qualsiasi elemento per formare molecole.

Nelle molecole gli atomi sono legati tra loro da un legame chimico, che in genere è costituito da due elettroni messi in comune e attirati contemporaneamente dai nuclei dei due atomi. Se i due atomi sono uguali, gli elettroni di legame sono equidistanti dai due nuclei e quindi sono attirati dai due nuclei con la stessa forza.



*Figura 3.1: Struttura atomica*

Ma se gli atomi sono diversi, i due elettroni di legame si trovano a essere più vicini al nucleo dell'atomo più piccolo e quindi vengono attirati ad esso con una forza maggiore che non dall'altro nucleo. Risulta quindi che un atomo piccolo tende, più di un atomo grande, ad attirare verso di sé gli elettroni di legame.

Questa capacità viene definita elettronegatività; essa cresce nel periodo e diminuisce nel gruppo, all'interno della Tavola Periodica degli Elementi.

In genere non è importante conoscere i valori di elettronegatività dei singoli atomi, nel senso che il valore di elettronegatività di un atomo diventa significativo solo quando viene confrontato con quello di un altro atomo che interagisce con il primo utilizzando la relazione seguente: se l'elettronegatività dell'elemento X è maggiore di quella di Y, vuol dire che gli atomi di X hanno maggiore tendenza di Y ad attirare gli elettroni di valenza che i due atomi impegnano per il legame.

La stabilità acquistata dagli atomi che si uniscono mediante un legame chimico è espressa dall'energia di legame, definita come l'energia necessaria per rompere un dato legame chimico, misurata in Kilocalorie/mole o Kilojoule/mole.

Essa è in stretta relazione con le caratteristiche

energetiche degli atomi coinvolti, definite dall'energia di ionizzazione e dall'affinità elettronica. La distanza media tra due nuclei atomici uniti da un legame chimico è detta distanza di legame.

I legami tra atomi si dividono quindi principalmente in due tipi: legami forti e legami deboli.

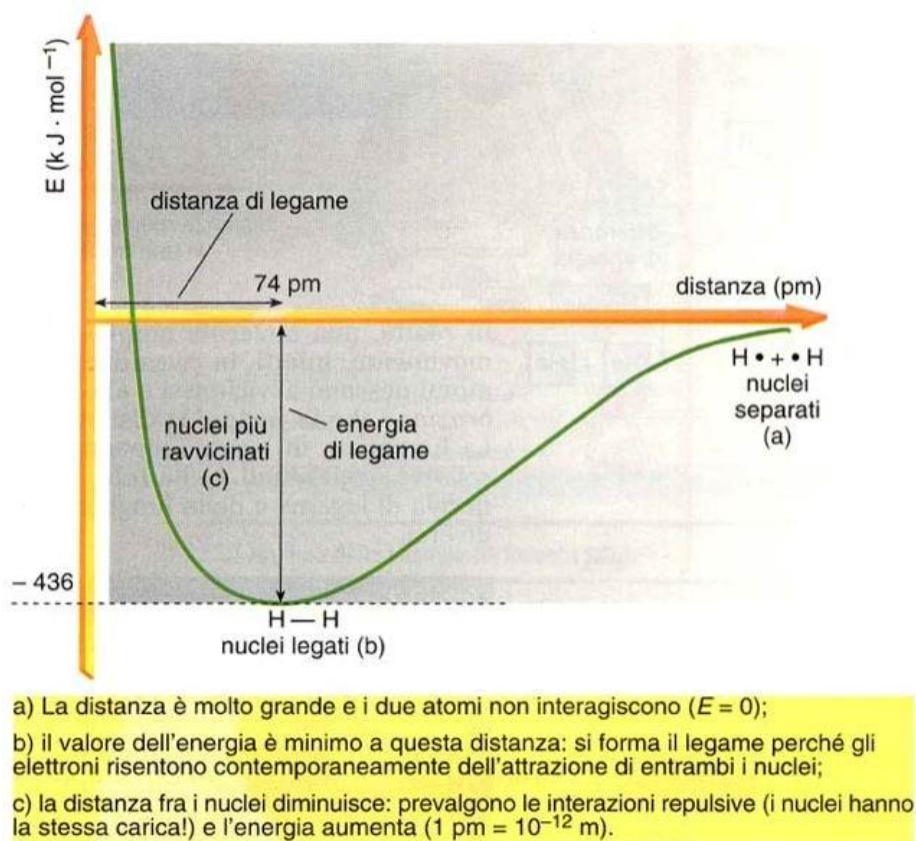


Figura 3.2: grafico distanza – energia di legame

## 3.2 LEGAMI FORTI

La formazione di legami forti tra due atomi è associata a un significativo abbassamento del loro livello energetico. Un legame forte avviene con la condivisione o con il trasferimento di elettroni tra atomi e dall'attrazione elettrostatica tra protoni ed elettroni. Tali legami generano il trasferimento di un numero intero di elettroni detti di valenza. Si dividono principalmente in tre tipi:

### LEGAME IONICO

Il legame ionico è la forza di attrazione elettrostatica che si stabilisce tra due ioni di carica opposta e si forma tra atomi o gruppi di atomi tra i quali sia avvenuti uno scambio di elettroni: l'atomo o il gruppo atomico che cede elettroni si trasforma in ione positivo (catione), l'atomo o il gruppo atomico che acquista elettroni si trasforma in ione negativo (anione). Questo legame comporta una forte interazione attrattiva elettrostatica e si definisce ionico perché l'attrazione riguarda ioni di segno opposto, che si formano a partire da atomi neutri di elementi diversi con elettronegatività differente. Il legame ionico s'instaura tra atomi di elementi diversi aventi un'elevata differenza di elettronegatività, di solito superiore a 1,7. È tipico dei sali e di molti composti che formano cristalli (ad esempio la formazione di cloruro di sodio). In generale la forza che tiene uniti gli atomi di segno opposto è chiamato legame ionico. Gli ioni carichi si disporranno ordinatamente per dar luogo a una struttura ordinata (struttura cristallina) che sarà responsabile dell'elevata temperatura di fusione di questo tipo di sostanze. Il trasferimento di un elettrone determina una variazione della struttura elettronica: i cationi e gli anioni che si ottengono hanno, infatti, il livello più esterno completamente occupato (otto elettroni). Questa struttura elettronica è identica a quella del gas nobile di numero atomico più vicino e conferisce agli ioni una grande stabilità.

### LEGAME COVALENTE

Consideriamo due atomi di fluoro che si avvicinano per formare una molecola biatomica. Dato che sono uguali e quindi hanno la stessa elettronegatività, non c'è ragione di pensare che uno dei due possa attrarre più dell'altro gli elettroni di valenza e quindi non è neppure pensabile che un atomo possa cedere un elettrone all'altro, come nel caso del legame ionico. Ciò che molto probabilmente accade è che una coppia di elettroni di valenza venga messa a metà strada tra i due nuclei (condivisione di elettroni) ed attratta con la stessa forza da entrambi i nuclei. Due atomi di fluoro dunque mettono in comune un elettrone ciascuno e così



si legano formando una molecola, una particella più stabile dei due atomi separati. Tutte le volte che avviene una situazione di questo genere diciamo che tra gli atomi si è formato un legame covalente. Come nel legame ionico, anche nel legame covalente la condivisione di elettroni porta a una situazione in cui i due atomi hanno il livello più esterno completo, cioè con una struttura elettronica esterna identica a quella del gas nobile di numero atomico più vicino.

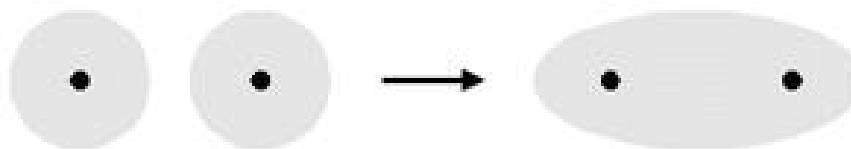
- a) ogni atomo di fluoro ha sette elettroni di valenza;
- b) condividendo un elettrone con l'altro atomo, ogni atomo di fluoro consegue una struttura elettronica stabile, come quella del gas nobile neon;
- c) il modo convenzionale di indicare il legame covalente nella molecola è il trattino rappresenta la coppia di elettroni condivisa tra i due atomi.

Il legame covalente si realizza con la condivisione di una o più coppie (doppietti) di elettroni da parte di due atomi, che acquistano una configurazione elettronica esterna stabile (ottetto).

A seconda del numero di coppie di elettroni condivise, si formano legami covalenti singoli, doppi o tripli.

Il legame covalente si distingue in: legame covalente puro (o omopolare), polare, dativo.

- **LEGAME COVALENTE PURO (OD OMOPOLARE):** si stabilisce tra atomi dello stesso elemento.



*Figura 3.3: legame covalente puro*

- **LEGAME COVALENTE POLARE:** si stabilisce tra atomi di elementi differenti tra cui esista una differenza di elettronegatività inferiore a 1,7. La coppia di elettroni sarà attratta dall'atomo più elettronegativo, che acquisterà una parziale carica negativa ( $\delta^-$ ), bilanciata da una parziale carica positiva ( $\delta^+$ ) sull'atomo meno elettronegativo. La molecola costituisce un dipolo elettrico. Nel caso di molecole con più di due atomi, la presenza di legami polari non è sufficiente a stabilire se essa ha un momento dipolare, perché ciò dipende sia dai doppietti liberi eventualmente presenti sia dalla struttura

geometrica della molecola. Ad esempio nella molecola di H<sub>2</sub>O la polarità non è zero e la molecola è un dipolo.



*Figura 3.4: legame covalente polare*

- **LEGAME COVALENTE DATIVO:** si stabilisce quando la coppia di elettroni di legame proviene da uno solo dei due atomi (atomo **donatore**) e viene “ospitata” dall’altro atomo (atomo **accettore**). Per esempio, nell’acido cloridrico, HClO<sub>3</sub>, l’atomo di cloro (donatore) lega con legame dativo due atomi di ossigeno (accettori). Il legame dativo s’indica con una freccia →.

### LEGAME METALLICO

Le proprietà dei metalli sono interpretate in conformità a un modello, la cui struttura è caratterizzata da un insieme di ioni positivi immersi in un “mare di elettroni” (gli elettroni di valenza dei vari atomi) relativamente liberi di muoversi (cioè de localizzati).

Il legame metallico è dovuto all’attrazione elettrostatica che si stabilisce tra gli elettroni di valenza “mobili” e gli ioni positivi.

### 3.3 LEGAMI DEBOLI

Sono legami intermolecolari e hanno forza inferiore rispetto a quella dei legami interatomici (legami forti). Anche se scarsa, questa forza è comunque significativa e importante per spiegare il comportamento dei composti molecolari.

I legami deboli includono le interazioni tra molecole, sia polari sia apolari, e comprendono:

#### LEGAME A IDROGENO O PONTE IDROGENO:

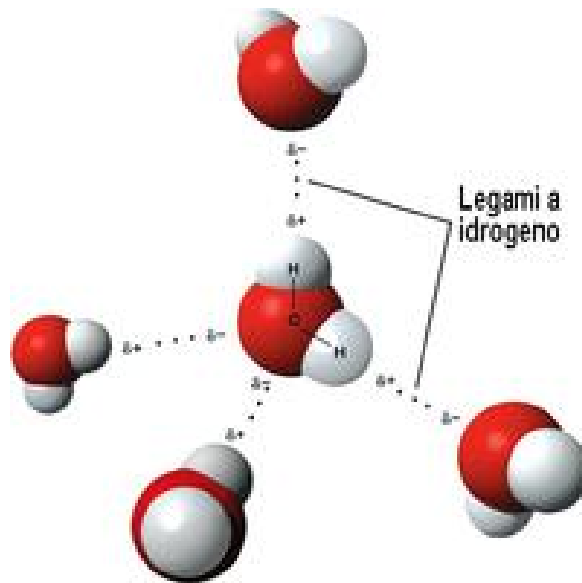


Figura 3.5: legame a idrogeno

E' un caso particolare d'interazione fra dipoli. In particolare si tratta di un legame dipolo permanente - dipolo permanente in cui è implicato un atomo d'idrogeno coinvolto in un legame covalente con elementi molto elettronegativi (fluoro, cloro, ossigeno o azoto) i quali attraggono a sé gli elettroni di valenza, acquisendo una parziale carica negativa e lasciando l'idrogeno con una parziale carica positiva. L'idrogeno parzialmente caricato potrà quindi legarsi con un "Ponte idrogeno" a un altro atomo parzialmente negativo creando così un legame intermolecolare.

### INTERAZIONI DIPOLO-DIPOLO:

Quando due atomi generici differenti (A, B) sono legati chimicamente, a causa della loro differente capacità di attrarre gli elettroni, s'instaura tra loro una differenza di posizione tra il baricentro delle cariche positive (+) e negative (-) generando un dipolo elettrico e la molecola si dice polare. Due dipoli elettrici vicini tendono a orientarsi in modo che il baricentro del primo dipolo (+) sia vicino a quello (-) del secondo dipolo e per conseguenza si attraggono elettrostaticamente. L'effetto è simile al precedente, poiché il legame idrogeno è un particolare tipo d'interazione dipolo-dipolo; però, in questo caso, l'attrazione non è potenziata dalla presenza di elettroni liberi. Dopo il legame idrogeno, le interazioni dipolo sono le forze di attrazione intermolecolare maggiori. La loro intensità dipende dall'intensità del dipolo elettrico.



Figura 3.6: interazione dipolo-dipolo

### FORZE DI ATTRAZIONE DI VAN DER WAALS (FORZA DI LONDON):

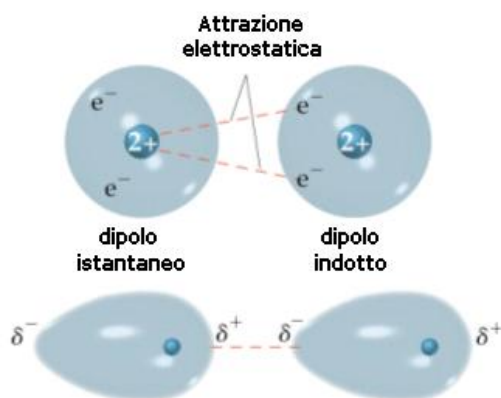


Figura 3.7: interazione dipolo-dipolo indotto

Queste forze si spiegano ammettendo che anche le molecole che non sono dipoli permanenti possano però essere considerate dei dipoli istantanei in quanto durante il loro movimento continuo gli elettroni assumono delle distribuzioni, istante per istante, non simmetriche e sempre differenti rispetto ai nuclei (cioè alle cariche positive); ciò crea una separazione di cariche e quindi una polarizzazione.

I dipoli istantanei possono influenzare le molecole vicine e indurre anche in queste delle polarizzazioni istantanee (dipolo indotto) e quindi, attirarsi reciprocamente.

### **3.4 MOTO BROWNIANO**

Il moto browniano è il moto disordinato delle particelle (dell'ordine del millimetro) presenti in fluidi o sospensioni fluide.

Quando un fluido si trova all'equilibrio termodinamico si potrebbe pensare che le molecole che lo compongono siano ferme o che comunque vibrino attorno alla loro posizione di equilibrio per effetto della temperatura. Se però si osserva il moto di un tale fluido, ad esempio disperdendovi delle particelle colorate molto leggere e osservandone il movimento, si nota che queste sono tutt'altro che a riposo. Quello che si osserva è che ciascuna particella segue un moto disordinato la cui natura appare essere indipendente dalla natura della particella stessa.

Questo è dovuto al fatto che la particella in questione subisce un gran numero di eventi di scattering (urti) da parte delle molecole del fluido in cui è immersa; quanto più piccole sono le particelle tanto più rapido è il moto browniano.

Questo moto contrasta la forza di gravità e rende stabili le soluzioni colloidali. Questa caratteristica permette di valutare se una sospensione di particelle abbia carattere colloidale o no: infatti, all'aumentare delle dimensioni delle particelle la dispersione colloidale si avvicinerà sempre più a una sospensione in cui le risultanti degli urti con la fase disperdente sarà pressoché nulla, presentando un moto browniano quasi nullo.

Queste derivazioni assumono che le dinamiche delle particelle colloidali sono unicamente determinate dalle forze browniane mentre gli effetti delle forze gravitazionali di galleggiamento sono attribuibili alla dimensione della particella. Queste assunzioni possono definire la specifica dimensione limite per le particelle colloidali.

Le forze browniane rendono totalmente casuale sia la disposizione spaziale sia le dinamiche delle particelle sospese. Le altre forze devono vincere il moto browniano per indurre un ordine di breve o lunga serie nella sospensione; appena queste forze cessano di avere effetto, le forze browniane allora forniscono la resistenza basica di ogni sospensione alle altre forze che modificano le sue dinamiche e la sua struttura.



*Figura 3.8: rappresentativa del moto browniano in una sospensione*

### 3.5 FORZE IDRODINAMICHE

La resistenza idrodinamica è la forza che si oppone al movimento dei corpi nei liquidi, e in particolare nell'acqua. Il rapporto tra l'energia idrodinamica per muovere una particella sferica di raggio  $r$  a distanza  $r$  lungo la direzione di flusso e l'energia termica (browniana) della stessa particella può essere rappresentato da una quantità dimensionale chiamata Numero di Peclet ( $Pet$ ). Se  $Pet < 1$  le forze browniane prevalgono sulle forze idrodinamiche in una sospensione colloidale. Se aumenta la velocità di taglio, il numero di Peclet diventa maggiore di 1 e le forze idrodinamiche prevalgono su quelle browniane. Ad alte velocità di taglio con  $Pet$  compreso tra 5 e 10 le forze idrodinamiche inducono le particelle colloidali ad orientarsi secondo i flussi direzionali.

### 3.6 FORZE D'IDRATAZIONE

Le forze d'idratazione possono essere monotone o oscillatorie e questa distinzione dipende dal modo in cui queste forze decadono con la distanza da una superficie idrata di una particella.

- **Forze d'idratazione oscillatorie:** sono attribuibili alla struttura della molecola d'acqua specialmente tra gli strati molecolari delle superfici delle particelle come quelle delle

lamine di mica. Il periodo oscillatorio di queste forze di piccolo campo crescenti esponenzialmente è stato dimostrato essere uguale al diametro molecolare dell'acqua.

- **Forze decadenti monotone:** sono legate alla natura idrofila e idrofoba delle superfici delle particelle. L'interazione tra molecole d'acqua e superfici idrofile argillose (caricate) porta alla crescita di una repulsione monotona e la sua forza dipende dalla potenza dell'energia d'idratazione della superficie. Le superfici di particelle idrofobiche repellono le molecole d'acqua portando le particelle più vicine le une con le altre. L'interazione idrofobica può agire come una forza attrattiva tra le particelle, che può essere effettiva oltre una distanza più grande di quella delle forze di Van der Waals.

### **3.7 FORZE INTERPARTECILLARI REPULSIVE E REOLOGIA DELLA SOSPENSIONE**

La repulsione tra particelle colloidali caricate similmente crea una resistenza addizionale alle forze di taglio e quindi accresce la viscosità della sospensione.

In una sospensione sotto la predominanza delle forze repulsive elettrostatiche, le particelle tendono a occupare le posizioni il più distanti possibili l'una dall'altra. Questo può portare a una regolare disposizione delle particelle e allo sviluppo dell'ordine spaziale nella sospensione. Le particelle colloidali piatte possono allora essere distribuite in strati paralleli. Le particelle colloidali caricate possono creare resistenza al flusso di taglio in due modi:

- **Effetto elettro viscoso primario:** relativo alla distorsione del doppio strato elettrico di una particella carica da parte del campo di taglio. La configurazione a doppio strato può essere deformata in una forma a lacrima e trascinata dietro la particella. Questo può causare una resistenza addizionale al flusso e quindi incrementare la viscosità.
- **Effetto elettroviscoso secondario:** riguarda la repulsione tra due particelle colloidali cariche adatte alla sovrapposizione dei loro doppi strati. In qualsiasi momento le particelle in un fluido corrente si sorpassino l'una con l'altra, la repulsione elettrostatica le spinge nella direzione normale alle linee di flusso e causa dissipazione energetica e, per tale ragione, un incremento nella viscosità.

## Capitolo 4

# COMPOSIZIONE MINERALOGICA DELLE ARGILLE

## 4.1 LE ARGILLE

Sotto la denominazione “argille” (crete o terre), si comprendono le rocce sedimentarie, dotate di plasticità, costituite essenzialmente da silicati di alluminio (caolinite  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), magnesio (montmorillonite) o, in misura molto minore, di ferro (nontronite).

### FORMAZIONE DELLE ROCCE SEDIMENTARIE

Possiamo definirle come rocce provenienti dalla disgregazione naturale di rocce preesistenti o madri. Il ciclo che porta alla formazione di queste rocce si compone di quattro fasi:

- Alterazione delle rocce madri: in questa fase la roccia originaria, sotto l'azione di processi fisici chimici e biologici, si disgrega. Il processo fisico (temperatura, azione del vento, ecc) rompe la roccia senza modificarne le caratteristiche chimiche né mineralogiche; il processo chimico (carsismo – azione dell'acqua-, piogge acide, ecc,) porta a un cambiamento della composizione originaria; il processo biologico è sinergico ai precedenti.

Questi tre processi sono contemporanei e portano alla formazione di detriti composti di materiali primari (le rocce originali in varie dimensioni), materiali secondari (granulometria molto fine derivante dalla trasformazione chimica delle rocce originali) e materiali in soluzione (alcalino, terrosi ecc).

- Trasporto dei detriti: i detriti e i materiali in soluzione si spostano sotto l'azione di diversi elementi (vento, ghiacciai, fiumi, gravità, frane). Il trasporto opera sui detriti interessati (clasti) alcune azioni quali: un arrotondamento degli spigoli, una suddivisione in base all'omogeneità delle dimensioni, l'orientamento dei clasti in forma allungata. Maggiore è il tempo di trasporto maggiore è la sfericità dei detriti, minore è la dimensione, maggiore è la presenza di minerali resistenti (maturi).
- Sedimentazione dei detriti trasportati: i materiali si sedimentano quando: la forza di gravità supera la velocità del mezzo di trasporto (legge di Stokes - sedimentazione meccanica), l'ambiente consente la precipitazione dei soluti in soluzione per variazione di alcune condizioni chimiche/fisiche (temperatura, ph, ecc. - sedimentazione chimica), la precipitazione del materiale avviene ad opera di



organismi acquatici (molluschi, brachiopodi, coralli, foraminiferi, ecc. - sedimentazione biochimica). Caratteristica della sedimentazione è la disposizione dei materiali in strati successivi, ciascun riconducibile a un singolo episodio sedimentario.

- Formazione della roccia: immediatamente dopo la sedimentazione ha inizio la diagenesi, cioè quell'insieme di processi chimici e fisici che portano alla formazione della vera e propria roccia (litificazione) implicando mutamenti di composizione e di tessitura. La temperatura che si può raggiungere durante la diagenesi è inferiore ai 200°C (a temperature superiori si parla già di metamorfismo). La formazione della roccia è dovuta alle pressioni che gli strati di detriti superficiali imprimono agli strati più profondi (processi coinvolti: compattatura, ricristallizzazione, dissoluzione, sostituzione.)

### CLASSIFICAZIONE

Si distinguono due gruppi di rocce: le rocce detritiche e le rocce di precipitazione chimica e biochimica. La differenza è basata sui diversi modi di trasporto e di sedimentazione dei materiali.

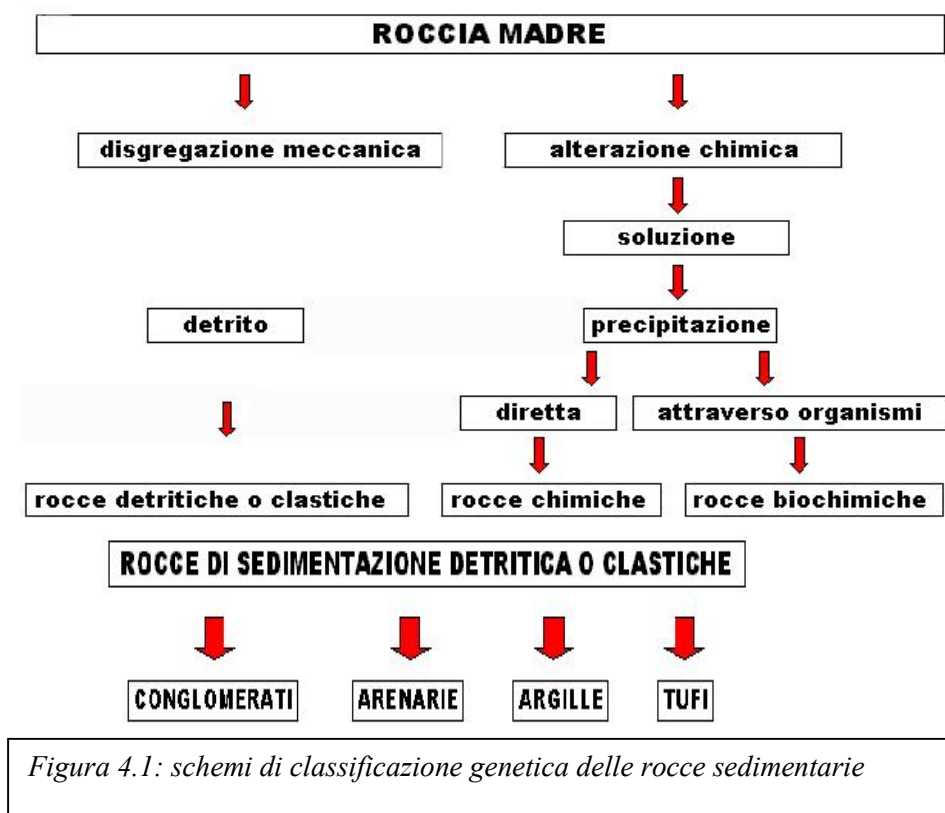


Figura 4.1: schemi di classificazione genetica delle rocce sedimentarie

- I **conglomerati** rappresentano il termine più grossolano; le dimensioni dei singoli elementi detritici (clasti) vanno da un minimo di 2 mm a un massimo di 256 mm (scala di Wentworth). Corrispondono alle attuali ghiaie.
- Le **arenarie** rappresentano il termine intermedio; le dimensioni dei clasti sono comprese fra 2 mm e 0,062 mm. Corrispondono alle attuali sabbie.
- Le **argille** rappresentano il termine più fine; le dimensioni dei clasti sono al di sotto di 0,062 mm.
- I **tufi** rappresentano un gruppo a parte ciò che li differenzia è la loro origine legata alle eruzioni vulcaniche esplosive. Il prodotto di tali eruzioni è denominato *tephra*.

## 4.2 CARATTERIZZAZIONE DELLE ARGILLE

Secondo una classificazione granulometrica, le argille sono convenzionalmente contraddistinte da particelle inferiori ai 2 micrometri (2  $\mu\text{m}$ ) o 2 millesimi di millimetro di diametro.

In pedologia un'argilla viene definita tale quando ha almeno il 35% di particelle fini inferiori a 0,002 mm.

Società Internazionale di Pedologia								
	.002	.006	.02	.06	.2	.6	2.0	mm
Argilla	Silice		Sabbia			Ghiaia		
			fine	grossolana				

Figura 4.2: classificazione pedologica delle rocce di sedimentazione detritica

Le argille sono rocce di sedimentazione clastiche in cui il processo diagenetico principale è la compattazione, oltre a processi di adsorbimento e scambi ionici.

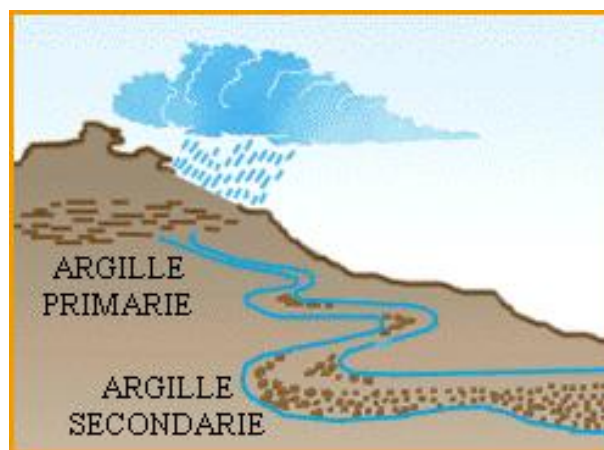
Sono costituite quasi esclusivamente da fillosilicati (prodotti dall'alterazione di altri minerali silicati) e hanno tessitura parallela alla stratificazione. Altri componenti sono quarzo e miche, presenti però solo nella frazione più grossolana.

I minerali argillosi hanno dimensioni estremamente ridotte (qualche millesimo di millimetro): i principali sono montmorillonite, illite, caolinite.

Sono trasportati in sospensione nelle acque e, viste le loro dimensioni, la sedimentazione è favorita dal fenomeno della flocculazione.

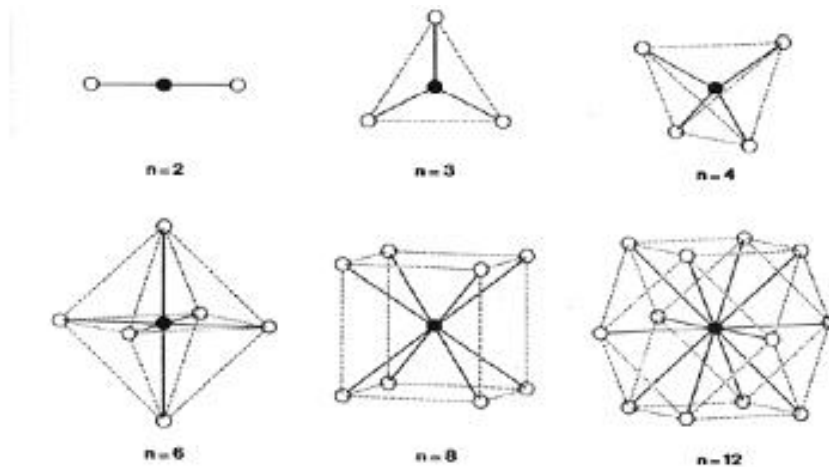
Le argille si differenziano, a seconda dell'ambiente di deposizione, in:

- argille primarie (residuali): come il caolino, sono sempre rimaste vicine alle “rocce madri”. Per questo possono essere particolarmente pure, costituite da particelle anche relativamente grosse e spigolose, hanno una granulometria non uniforme e, nel loro interno, possono contenere dei residui di roccia madre, questi fattori rendono il materiale poco plastico rispetto alle argille secondarie.
- argille secondarie (sedimentarie): si sono allontanate dal luogo delle rocce madri trasportate da acqua, vento ecc. Le particelle sono più piccole, più uniformi e più arrotondate di quelle delle argille primarie. Sono meno pure (altre argille, sabbie, ossidi di ferro, calcare, pirite, calcite, gesso, resti di animali e di vegetali) di colore tendente al bianco, al giallognolo o al verdognolo. Una tinta grigia scura o nerastra può essere data dalla presenza di sostanze carboniose di origine organica. Una tinta azzurrognola o verde scura è attribuita alla presenza prevalente di composti di ferro con numero d'ossidazione +2, mentre una tinta da gialla chiara a rosso bruno è data dal prevalere di composti di ferro con numero d'ossidazione +3. Un colore rosso bruno intenso, tendente al violaceo indica in genere la presenza di composti del manganese uniti a quelli del ferro. Le argille nere, verdi o azzurre, dopo una lunga esposizione agli agenti atmosferici acquistano in superficie una tinta giallastra o rossiccia a causa di processi di ossidazione dovuti prevalentemente all'ossigeno presente nell'aria.



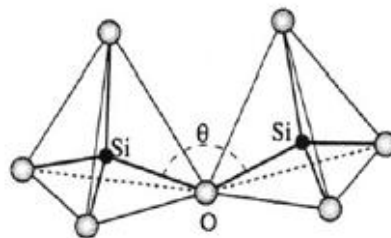
*Figura 4.3: argille primarie e secondarie*

### 4.3 STRUTTURA DELLE ARGILLE



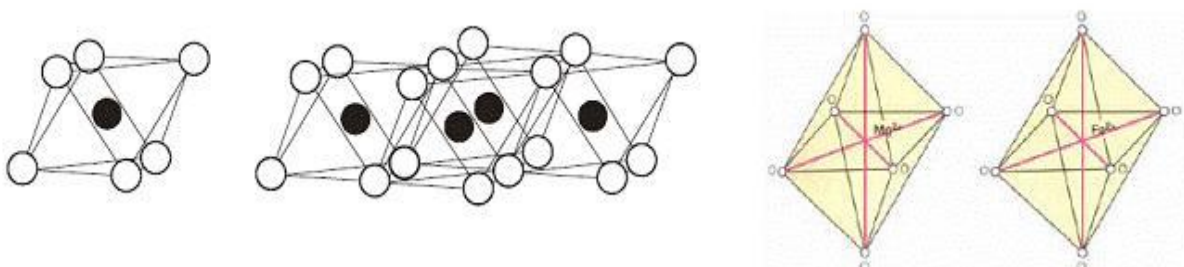
*Figura 4.4: rappresentazione spaziale in relazione ai numeri di coordinazione*

L'unità fondamentale strutturale dei silicati è rappresentata, spazialmente, da un tetraedro al cui centro è posto il silicio e ai vertici, l'ossigeno  $[\text{SiO}_4]^{-4}$ , mentre alla presenza di uno ione con numero di coordinazione 6 ( $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ) la conformazione spaziale, che assicura la massima simmetria geometrica, è quella ottaedrica. Nel caso dell'alluminio, la struttura vede l'Al al centro e ai vertici dell'ottaedro i gruppi  $\text{OH}^-$   $[\text{Al}(\text{OH}_6)]^{-3}$ .



*Figura 4.5: struttura dei silicati*

Ogni tetraedro  $\text{SiO}_4$  mette in comune tre atomi di ossigeno con altrettanti tetraedri, formando strati esagonali di tetraedri indefinitamente estesi e planari.



*Figura 4.6: unità ottaedriche e loro combinazione in un reticolo piano*

L'unità ottaedrica, costituita da uno ione alluminio (o magnesio) e sei ioni ossigeno (o ossidrilici), dà luogo a reticoli (condivisione dell'ossidrile) formati da due piani di ioni ossigeno che contengono un piano di ioni alluminio.

I diversi tipi di minerali argillosi nascono dalla combinazione delle unità tetraedriche (T) ed ottaedriche (O) in "pacchetti elementari" e dalla combinazione di più pacchetti elementari. Questa combinazione di tetraedri (Si) e ottaedri (Al, Mg, Fe), la presenza di cationi (Ca, K, Na) e di acqua adsorbita, comporta una variazione nella composizione e nelle caratteristiche delle argille. In considerazione del tipo di successione, strati tetraedrici e ottaedrici formanti i "pacchetti elementari" e da come questi si ripetono, i minerali argillosi sono suddivisi in tre gruppi:

- minerali argillosi con ripetizione del pacchetto TO (1:1)
- minerali argillosi con ripetizione del pacchetto TOT (2:1)
- minerali argillosi con ripetizione di pacchetto TOT-O (2:1:1)

**Esempio di TO:** caolinite,  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

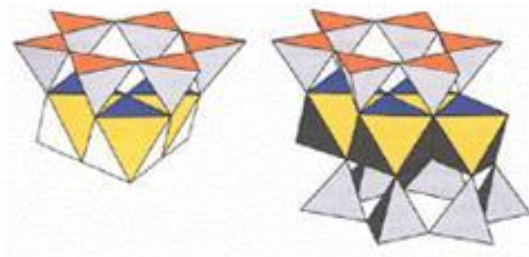


Figura 4.7 : pacchetto a due strati TO e a tre strati TOT ottaedri

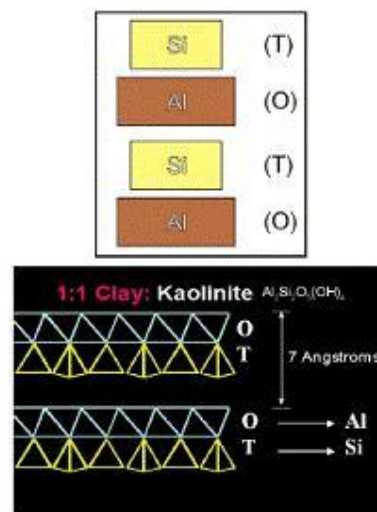


Figura 4.8: motivo strutturale della Caolinite

La struttura della caolinite è data dalla successione di uno strato di tetraedri (Si) e di uno strato di ottaedri (Al), legati tramite condivisione di anioni ossigeno e da legami deboli tra l'Al dell'ottaedro e l'ossigeno del tetraedro, questo è il pacchetto elementare. I pacchetti TO, che si succedono nella struttura della caolinite, sono, invece, tenuti insieme esclusivamente da

legami ad idrogeno generati dall'interazione elettrostatica tra atomi di ossigeno e atomi di idrogeno di pacchetti TO contigui.

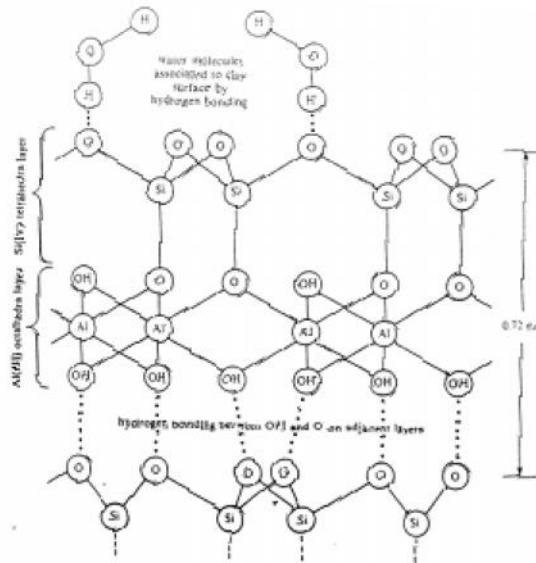


Figura 4.9: struttura della Caolinite

**Esempio di TOT:** montmorilloniti, illiti e smectiti.

In questi minerali argillosi il pacchetto è costituito dalla successione TOT. Nelle smectiti, ad esempio, le sostituzioni isomorfe hanno luogo nello strato tetraedrico (Al<sup>3+</sup> al posto di Si<sup>4+</sup>) nonché in quello ottaedrico con magnesio e ferro che sostituiscono l'alluminio.

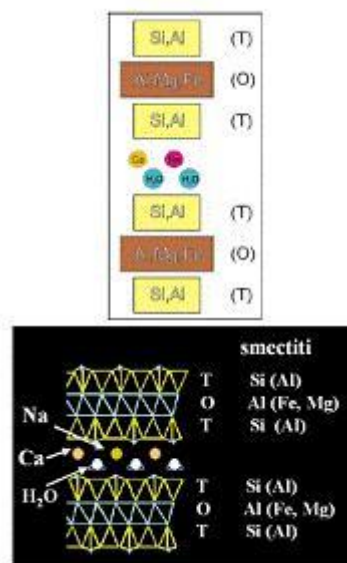


Figura 4.10: motivo strutturale delle Smectiti



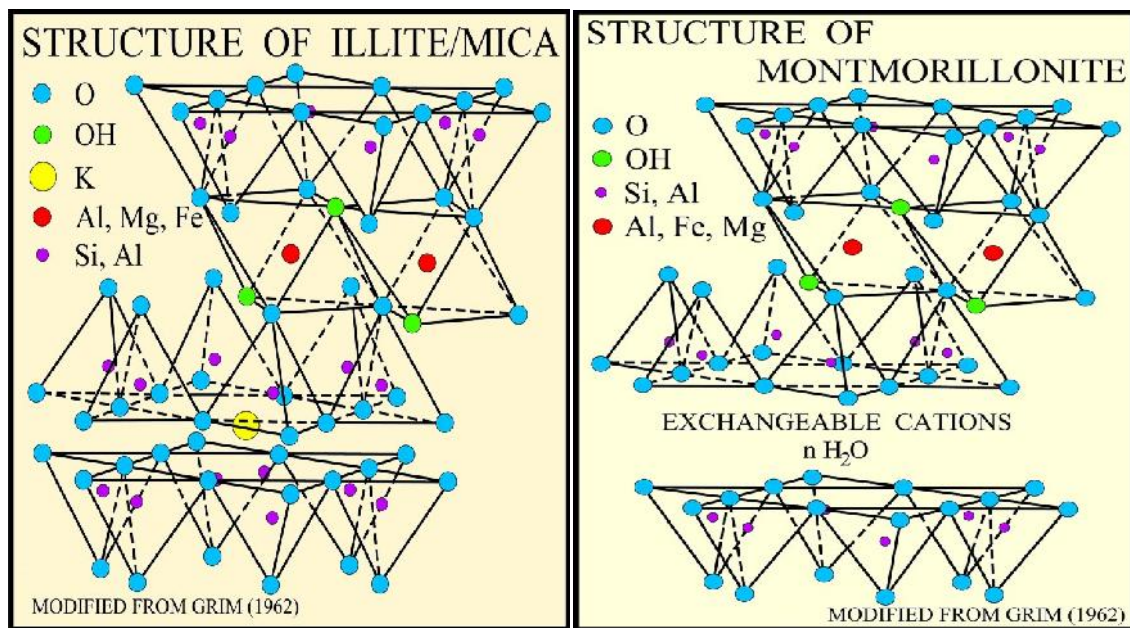
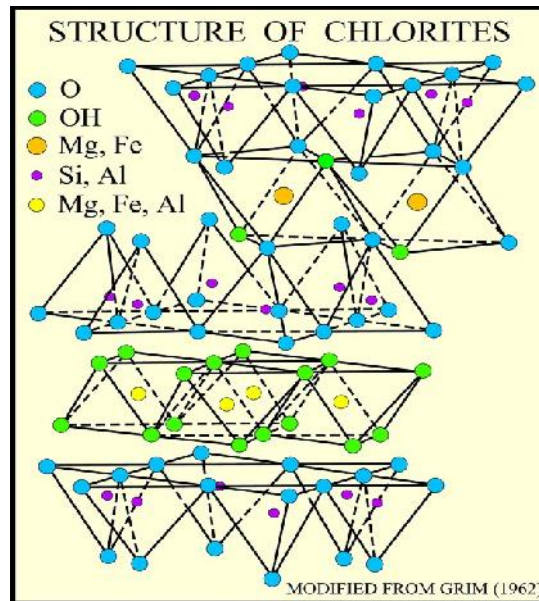


Figura 4.11: motivo strutturale delle illite e montmorillonite

#### Esempio di TOT-O: clorite.

Gli ossigeni non saturati e i gruppi ossidrilici sono collegati a cationi bi e trivalenti in coordinazione ottaedrica. Quando i cationi sono bivalenti, tutti i siti ottaedrici sono occupati e le strutture vengono chiamate *triottaedriche* o *brucitiche*. Nel caso di cationi trivalenti, per rispettare l'equilibrio delle cariche, sono occupati solo i due terzi delle posizioni cationiche possibili. Le strutture in tal caso vengono definite *diottaedriche* o *gibbsitiche*.

I silicati di questo gruppo sono caratterizzati dall'associazione di un pacchetto triottaedrico di tipo 2 con uno strato brucitico.



*Figura 4.12: motivo strutturale delle Clorite*

A questi tre gruppi corrisponde un diverso spessore della cella elementare, cioè una diversa distanza fra la base di un pacchetto e la base del successivo. Lo spessore dei granuli argillosi dipende dalla forza di attrazione tra gli strati. La disposizione delle unità fondamentali in reticoli piani è la conseguenza della forma allungata e appiattita delle particelle d'argilla.

I legami che si possono formare come risultato delle forze interparticellari e dell'interazione acqua-argilla possono essere: bordo-faccia; bordo-bordo; faccia-faccia.

Lambe & Whitman (1969) definiscono il modo in cui si dispongono le particelle di argilla "fabric" e i legami interparticellari di natura non puramente frizionale (dovuti a cementazione, interlocking, forze elettrostatiche) "bonding".

Sides & Barden (1970) hanno formulato una classificazione delle fabric principali:

- **FORMA FLOCCULATA:**



Quando è presente una forza elettrica di attrazione tra le particelle di argilla. I contatti tra le particelle sono del tipo bordo-faccia. Può essere diversificata ulteriormente in cardhouse (se le particelle sono disposte singolarmente) e bookhouse (se le particelle sono disposte parallelamente).

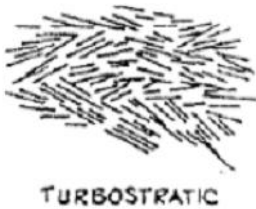


- FORMA DISPERSA:



Si formano dei pacchetti di particelle di argilla disposte parallelamente, dovuti a una forza elettrica negativa che si è sviluppata durante la deposizione. I contatti tra particelle sono quindi di tipo faccia-faccia.

- FORMA TURBOSTRATIC:



E' una condizione intermedia; si ha presenza di contatti bordo-faccia e di pacchetti con particelle fortemente orientate.

Spesso nei sedimenti si trovano delle combinazioni di queste configurazioni anche molto complesse. Una particella d'argilla è formata da una sequenza di unità strutturali di minerali composti da fillosilicati idrati, di alluminio e magnesio, più o meno stabili a seconda della forza dei legami che li lega.

Il bilancio di carica è ottenuto attraverso cationi calcio e/o sodio in posizione interstrato. Come nelle vermiculiti gli ampi spazi interstrato consentono l'ingresso di molecole d'acqua che coesistono con i cationi calcio e sodio. I minerali argillosi presentano due importanti proprietà di superficie che gli conferiscono un'elevata "reattività":

- elevata area superficiale; discende dalle piccole dimensioni dei minerali argillosi (in genere  $<2 \mu\text{m}$ ) e varia in funzione del motivo strutturale (pacchetti elementari) di questi fillosilicati, è data dal rapporto tra superficie esterna e peso della particella. Quanto più piccolo è il diametro delle particelle, più grande è la superficie specifica e

maggiore il ruolo delle forze superficiali dovute alla distribuzione delle cariche elettriche, rispetto a quello del peso proprio delle particelle.

- presenza di una rilevante carica superficiale negativa; la presenza di cariche superficiali permanenti di segno negativo è originata sia dalla disposizione geometrica dei vari ioni che compongono i pacchetti, sia dalle sostituzioni isomorfe/diadochiche che hanno luogo sia nello strato tetraedrico T ( $Al^{3+}$  al posto di  $Si^{4+}$ ) sia in quello ottaedrico ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  al posto di  $Al^{3+}$ ) dei minerali argillosi.

La presenza di cariche di segno negativo conferisce ai minerali argillosi la capacità di attrarre cationi ( $Ca^{+}Mg^{++}Na^{+}K^{++}$ ); tale capacità è ricondotta a un parametro definito: “capacità di scambio cationico” o CEC (Cations Exchange Capacity). Questa capacità di attrarre ioni tende a diminuire con il decrescere del valore del pH, dal momento che in ambienti acidi le cariche negative sono saturate degli ioni  $H^{+}$ . Il raggiungimento del cosiddetto PZC (Point of Zero Charge), dove per PZC s'intende il pH del sistema per il quale la superficie del minerale è elettricamente neutra, avviene nelle smectiti a pH 2.5 e nella caolinite a pH 4.6.

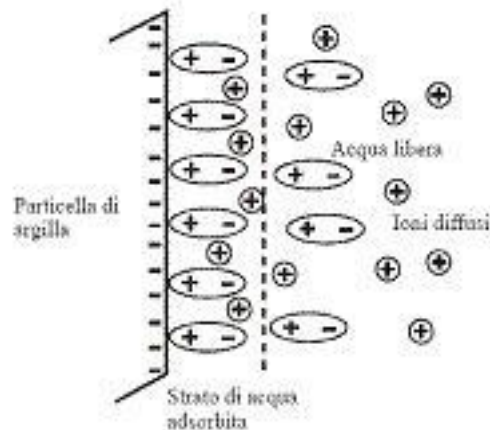
Queste due proprietà sono le responsabili della capacità dei pacchetti elementari (particelle) di interagire tra loro, con l'acqua interstiziale e con gli ioni in essa disciolti, influenzandone le caratteristiche meccaniche.

#### **4.4 PLASTICITA'**

Il comportamento di un corpo è definito plastico se, raggiunta una determinata soglia di sollecitazione, si manifestano deformazioni permanenti (ossia che si conservano anche una volta rimosse le sollecitazioni) e indipendenti dalla durata delle sollecitazioni applicate. Questa è una delle caratteristiche principali delle argille, ed è legata alle sue proprietà di superficie. Come sappiamo, le particelle (pacchetti elementari) presentano una carica negativa di superficie, che li porta a interagire con l'acqua e con i sali in essa disciolti. L'interazione avviene poiché l'acqua, quale dipolo, si dispone sulla superficie delle particelle in modo da neutralizzare la carica negativa, andando a fare parte della struttura medesima; parliamo, quindi, di "acqua adsorbita" (acqua non libera). Ulteriori legami possono formarsi fra il primo stato di molecole d'acqua ed altre molecole d'acqua ma, all'aumentare dello spessore d'idratazione, allontanandosi dalla superficie dei pacchetti, l'acqua da adsorbita diviene libera, "acqua interstiziale".

La saturazione delle cariche avviene anche attraverso cationi di sali eventualmente disciolti nell'acqua interstiziale. Parte dei cationi si legano direttamente alle cariche negative sulla

superficie dei pacchetti, altri, con legami più deboli, formano uno "strato di ioni diffusi" immediatamente a tergo dello strato di acqua adsorbita. Questi ultimi possono facilmente essere sostituiti da altri cationi di uguale valenza, secondo il processo di scambio cationico.



*Figura 4.13: schema di una particella di argilla con gli strati di acqua adsorbita e di ioni diffusi*

Si comprende che quanto più piccolo è il diametro delle particelle, più grande è la superficie specifica e maggiore il ruolo delle forze superficiali dovute alla distribuzione delle cariche elettriche, rispetto a quello del peso proprio delle particelle.

Riassumendo: la grandezza e l'uniformità delle particelle che compongono un'argilla hanno una notevole influenza sulla sua plasticità, infatti, più le particelle sono piccole, più è estesa la superficie esposta in grado di legare e trattenere l'acqua attraverso i legami derivanti dalle cariche elettriche di superficie e quindi, l'argilla è più plastica.

La plasticità aumenta con l'invecchiamento una sorta di maturazione ottenuta ponendo l'argilla fresca in acqua per alcuni mesi e rimestandola. L'invecchiamento e il rimescolamento permettono all'acqua di penetrare sempre più all'interno del materiale argilloso, frammentando in particelle sempre più piccole gli aggregati di cristalli dei minerali delle argille, idratandoli in modo più completo.

Durante l'invecchiamento, la plasticità migliora anche grazie alle sostanze di rifiuto colloidali prodotte da piccoli microorganismi animali, detti infusori, che vivono negli strati superficiali delle argille umide.

La plasticità viene "misurata" attraverso la determinazione del limite di plasticità e del limite di liquidità o di fluidità. Tali limiti, detti anche di Atterberg, sono i valori del contenuto d'acqua che identificano il passaggio da uno stato semisolido a uno stato plastico e da uno stato plastico a uno stato "fluidico". Il limite di plasticità, WP, è quel valore limite del

contenuto d'acqua al di sopra del quale il materiale diventa plastico, cioè formabile in presenza di acqua. Il limite di liquidità, WL, è quel valore del contenuto d'acqua al di sopra del quale il materiale perde la sua formabilità perché troppo fluido. Esso viene misurato convenzionalmente mediante la coppetta di Casagrande.

La differenza  $IP = WL - WP$ , viene chiamata Indice di Plasticità.

Al crescere dell'Indice di Plasticità cresce la variazione del contenuto d'acqua necessaria per portare un'argilla dallo stato semisolido allo stato fluido. L'indice di plasticità è funzione:

- della granulometria, e cresce al crescere della percentuale di particelle fini (superficie specifica)
- della mineralogia, da cui dipende l'attività delle particelle, cioè la capacità di combinarsi con l'acqua.

Tra i minerali più attivi si citano le montmorilloniti, tra quelli meno attivi le caoliniti; un'attività intermedia le presentano le illiti.

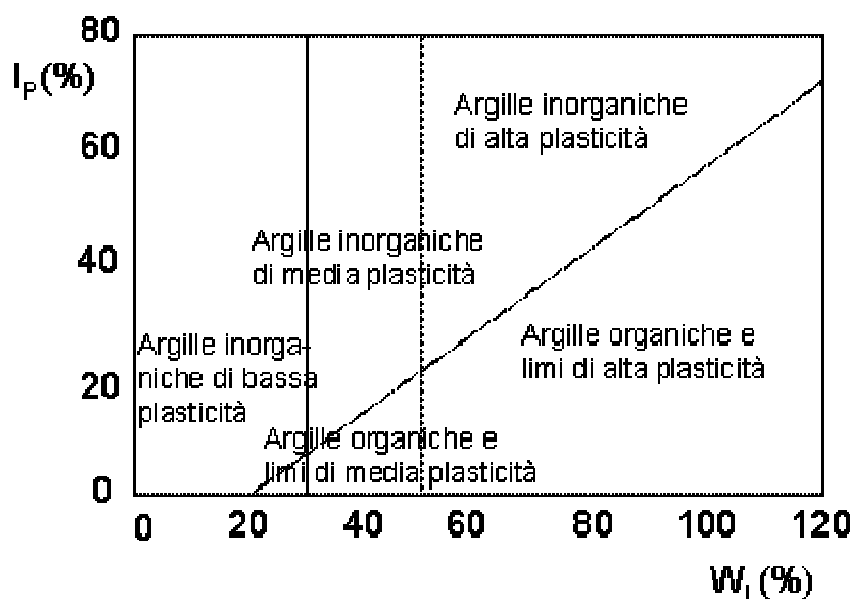


Figura 4.14: carta di Casagrande

La plasticità dei terreni è rappresentata attraverso la Carta di Casagrande, dove sono riportati in ascisse il limite di liquidità ed in ordinate l'Indice di plasticità.

Tale carta consente di classificare i terreni in funzione:

- della plasticità (bassa  $WL < 30\%$ , media  $WL$  fra il  $30\%$  ed il  $50\%$  ed alta,  $WL > 50\%$ );
- della granulometria (limi ed argille);

- del contenuto in sostanze organiche (che abbassa la plasticità).

#### 4.5 RIGONFIAMENTO

Le proprietà di superficie delle argille e la loro struttura reticolare influenzano: la capacità di adsorbire ioni o molecole di liquidi polari, la proprietà di variare di volume al variare del contenuto d'acqua, la capacità di dar luogo a sospensioni permanenti fino a tixotropiche. Come abbiamo visto, le unità elementari (ottaedri, tetraedri) sono legati attraverso legami forti di tipo ionico, mentre legami ionici più deboli e legami a idrogeno collegano i pacchetti elementari fra loro. Lo spessore dei granuli (pacchetti), dipende dalle forze d'attrazione che si esercitano tra loro. I minerali argillosi tendono a sviluppare preferenzialmente reticoli piani, per cui tale forza d'attrazione è piuttosto bassa: per questo i granuli si presentano generalmente con una forma appiattita e con spessori variabili da qualche decimo ad alcuni centesimi della dimensione media nel piano di sviluppo.

Tipo di minerale	Composizione	Spessore dei pacchetti	Proprietà generali
CAOLINITE	Unità tetraedriche di silicio si alternano a quelle ottaedriche di alluminio. Le unità sono legate tra loro molto fortemente	7.5 Å	È il più comune in natura. Molto stabile, rigonfia poco se accostato all'acqua. I suoi pacchetti sono collegati tra loro e formano particelle di elevato spessore. Si forma dalla degradazione in ambiente umido di rocce cristalline.
ILLITE	Uno strato di ottaedri di alluminio è compreso fra due di tetraedri di silicio. Ciascun pacchetto è collegato ad altri tramite uno strato di potassio.	10 Å	Assume una forma irregolare a fiocco. Generalmente è più plastica della caolinite. Non si espande se posta a contatto con acqua a meno che non ci sia una carenza di potassio. Si forma in ambiente marino dalla degradazione di rocce micacee.
MONTMORILLONITE	Uno strato di ottaedri di alluminio è compreso fra due di tetraedri di silicio. Ciascun pacchetto è separato dagli altri da molecole di acqua e pertanto i legami fra pacchetti sono molto deboli. Ferro e magnesio possono sostituire l'alluminio; l'alluminio può sostituire il silicio.	9.5 Å	Le particelle sono piatte e di forma irregolare. A causa dei deboli legami che collegano i pacchetti fra loro e per l'esistenza di forte carica negativa sulla superficie dei pacchetti, questi minerali adsorbono facilmente l'acqua mostrando una forte tendenza al rigonfiamento. Si forma per decomposizione delle ceneri vulcaniche ma anche in zone con climi molto caldi con piogge abbondanti.
CLORITE	Uno strato di ottaedri di alluminio è compreso fra due di silicio. I vari pacchetti sono collegati tra loro tramite uno strato di ottaedri di alluminio.	14 Å	Le particelle sono piatte e di forma irregolare. Non ha tendenza al rigonfiamento. Si forma in ambiente marino, ma in natura non è presente in grandi quantità.

Figura 4.15: proprietà caratteristiche di alcuni tipi di minerali argillosi

Il processo d'interazione fra i granuli avviene attraverso:

- gli strati di acqua adsorbita;
- gli ioni diffusi;
- contatto diretto.

Le singole particelle esercitano una reciproca azione repulsiva, dovuta alle cariche negative di superficie, che decresce all'aumentare della distanza reciproca dei granuli e della concentrazione elettrolitica. La tendenza al rigonfiamento (aumento di volume) di alcuni minerali argillosi, quali la montmorillonite e l'illite quando sono posti a contatto di acqua, è la manifestazione apparente delle forze di repulsione.

Alla repulsione dovuta alle cariche elettriche sulla superficie dei granuli, si sovrappone un'attrazione dovuta alle forze di Van der Waals. Queste sono prodotte dal campo magnetico generato dal moto degli elettroni attorno ai nuclei e dipendono dalla costante dielettrica del mezzo, ma non dalla concentrazione elettrolitica, e diminuiscono molto rapidamente con la distanza tra i granuli.

La forza risultante che si esercita tra due granuli argillosi può avere segno diverso secondo la distanza e la concentrazione elettrolitica.

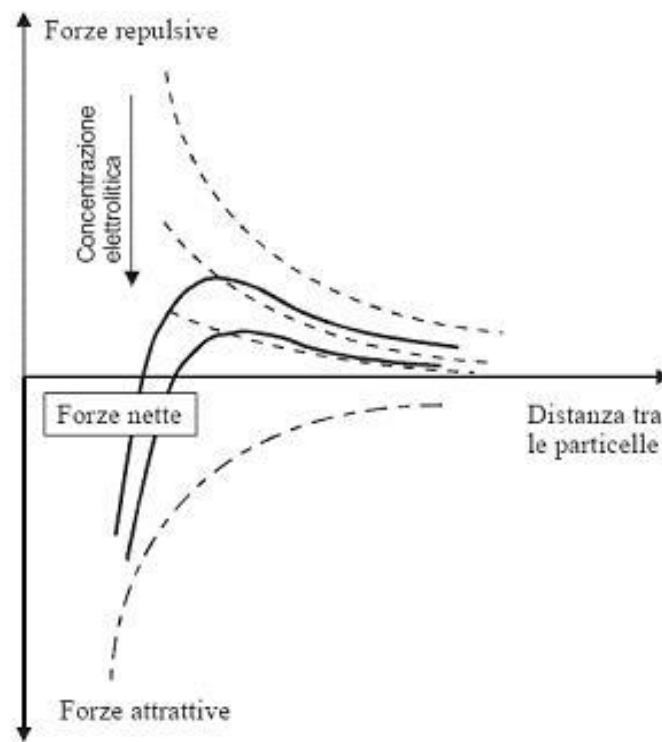


Figura 4.16: azioni risultanti tra granuli attivi in funzione della mutua distanza e della concentrazione elettrolitica nell'acqua interstiziale

## **4.6 COSTITUENTI ACCESSORI**

Nelle rocce argillose trovano posto, oltre agli idrogel di  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , frammenti minutissimi dei minerali delle rocce primitive, particolarmente resistenti, e quelli non degradati in quanto rimasti inglobati per difficoltà di dilavamento o ulteriore disfacimento (quarzo, feldspatidi, minerali femici, miche etc.). Troviamo frequentemente  $CaCO_3$  sotto forma di piccoli romboedri di calcite, apatite, come prodotto o dell'alterazione di rocce vulcaniche o della trasformazione del fosfato di calcio di origine organica. Altro elemento particolarmente importante è la mica bianca potassica (muscovite), particolarmente resistente agli agenti naturali di degradazione. Possiamo trovare tormalina, granato, zircone, rutilio (proveniente dalla distruzione di minerali ferro-titaniferi), quarzo (conferisce magrezza alle argille), pirite (formatasi per azione dei composti organici solfonati o del solfato di calcio sui sali di ferro contenuti nell'argilla), gesso (quale risultato dell'ossidazione della pirite). In alcune argille, si trova: zolfo nativo in associazione al gesso, carbonato di ferro, fosforite.

Tutto ciò indica come ogni giacimento di argilla porti con sé caratteristiche che seppure nell'essenzialità dei comportamenti risulta molto simile; la presenza di altre sostanze ne conferma la diversità, tant'è che una classificazione assai sommaria le identifica in argille magre medie e grasse, dove la plasticità è una delle caratteristiche che le identifica, essendo, come abbiamo visto, legata a quelle proprietà superficiali che sono direttamente collegate alla presenza di composti più o meno attivi.

## Capitolo 5

# TEORIA DEL DOPPIO STRATO DIFFUSO

### 5.1 INTRODUZIONE

Con il termine argilla s'intende una roccia sedimentaria incoerente molto diffusa sulla crosta terrestre che contiene diverse tipologie di minerali argillosi.

I minerali argillosi sono il risultato di profonde trasformazioni, sviluppatasi nel corso delle più remote ere geologiche, di rocce primarie come graniti, basalti o miche sotto l'azione dell'acqua, della pressione e della temperatura.

Raramente questi prodotti sono rimasti nel luogo della loro formazione, più spesso sono stati trascinati dal movimento dei ghiacciai, dal corso dei fiumi con storie molto diversificate; e per questo che abbiamo argille di strutture diversificate con molte contaminazioni che generano una grande varietà di prodotti.

I minerali argillosi possono essere divisi in due categorie entrambe riconducibili a dei silicati di alluminio i minerali siallitici e i non siallitici. I primi rappresentano i minerali più diffusi nelle argille e comprendono i vari fillosilicati, mentre i secondi sono di minute dimensioni e sono ad esempio i quarzi, i carbonati e i feldspati.

Sono necessarie alcune precisazioni sulla struttura dei silicati e sul loro grado di polimerizzazione poiché dalle loro caratteristiche dipendono molte proprietà delle argille. I silicati hanno una struttura tetraedrica al centro della quale abbiamo l'atomo di silicio collegato a quattro atomi di ossigeno che sono posti ai vertici della struttura. L'ordinamento strutturale dei tetraedri esercita una profonda influenza sulle proprietà fisiche e chimiche. Come abbiamo visto, le argille sono caratterizzate per la maggior parte da fillosilicati i quali presentano uno sviluppo bidimensionale indefinito dei tetraedri. In questo modo si creano degli strati di tetraedri, collegati tra di loro per tre vertici e disposti in modo da formare strati di maglie e piani esagonali. Al centro degli anelli esagonali ci sono degli ossidrili che giacciono sullo stesso piano degli ossigeni apicali. Gli ossigeni non saturati e gli ossidrili sono collegati a cationi bi o trivalenti in coordinazione ottaedrica. I fillosilicati hanno abito lamellare e il motivo strutturale dominante è dato dalla ripetizione di strati tetraedrici e ottaedrici. I fillosilicati si dividono in gruppi in base al rapporto che si stabilisce tra lo strato



tetraedrico e quello ottaedrico. E da questa divisione i fillosilicati assumono differenti nomi (caolinite, miche, etc.).

Questi cenni sopra sulla struttura dei principali minerali argillosi sono sufficienti per interpretare sia la loro morfologia sia le loro principali proprietà. Anzitutto lo sviluppo prevalentemente bidimensionale e la diversa intensità dei legami nelle varie direzioni danno ragione dell'estrema suddivisione in cui si trovano tali minerali. L'estrema finezza rende enormemente lenta la velocità di sedimentazione sicché minerali argillosi possono essere agevolmente separati dalle altre rocce che li accompagnano sfruttando appunto la diversa capacità di sospensione in un mezzo liquido.

I minerali delle argille sono particelle così piccole che la loro energia di superficie controlla il loro comportamento. In particolare, la carica elettrica sulla loro superficie influenza le interazioni fra le particelle argillose adiacenti. Il realizzarsi all'interno delle unità strutturali di squilibri elettrici, dovuti a sostituzioni cristallo-chimiche di ioni aventi carica differente, da origine a forze attrattive/repulsive localizzate sulla superficie esterna che agiscono nei confronti delle molecole d'acqua e degli ioni circostanti. I legami primari sono spezzati, per cui le molecole in corrispondenza dei bordi risultano non bilanciate. Le cariche di superficie delle particelle argillose sono, nella maggior parte dei casi, negative. Per bilanciare queste cariche vengono attratti cationi, dalle soluzioni di acqua interstiziale, e molecole d'acqua. L'attrazione tra le particelle argillose e l'acqua è resa possibile dalla natura bipolare di quest'ultima. Il lato positivo della molecola d'acqua viene attratto dalla carica negativa presente sulla superficie del minerale. Lo stato d'idratazione dipende dal contenuto d'acqua e dalla natura-concentrazione degli elettroliti. I cationi attirati dai siti attivi localizzati sulla superficie esterna delle particelle argillose sono ricoperti da gusci d'acqua, e possono essere scambiati con altri. I cationi più comunemente presenti nelle argille sono:  $\text{Li}^+$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Al}^{3+}$ .

Le cariche negative di superficie unitamente ai cationi e alle molecole d'acqua, costituiscono un doppio livello esterno mobile di ioni detto "*doppio strato elettrico diffuso*".

Le molecole d'acqua del doppio livello si comportano un po' diversamente dell'acqua interstiziale. I lati caricati positivamente danno origine a forze repulsive tra gli strati doppi delle adiacenti particelle argillose. Nelle argille depositatesi per sedimentazione sul fondo di un lago o del mare, sono presenti in un primo momento sia forze attrattive sia repulsive che determinano una diversa struttura.

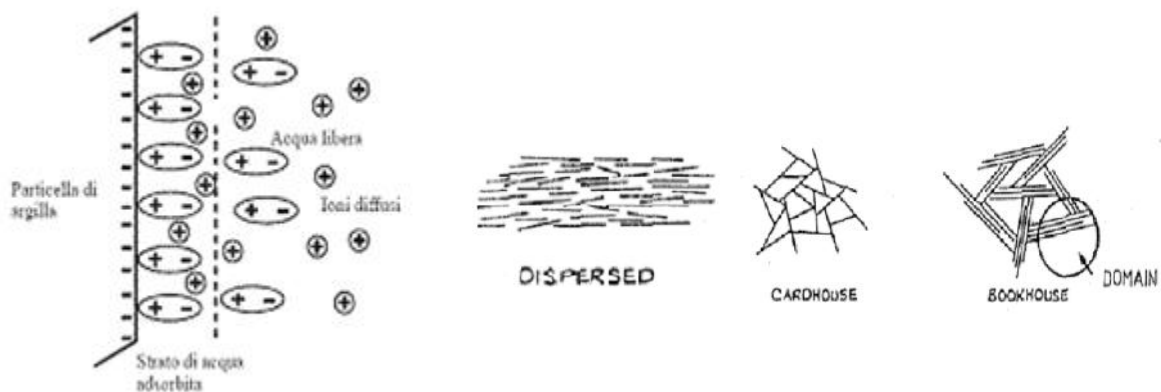


Figura 5.1: Schema di una particella d'argilla con gli strati d'acqua adsorbiti e gli ioni diffusi

Le forze repulsive sono più forti quando la concentrazione ionica della soluzione è debole e quindi strutture più ordinate sono presenti in acque dolci; viceversa strutture non orientate sono presenti nelle argille che si depositano in ambiente marino. Le proprietà elettrostatiche delle argille spiegano molti aspetti del loro comportamento. A causa della loro tendenza ad assorbire acqua, il contenuto in acqua dei suoli argillosi è frequentemente prossimo o superiore al limite di plasticità. Questo crea dei problemi di resistenza in quanto in uno stato plastico il materiale tende ad avere una resistenza agli sforzi molto più bassa. La tendenza dei suoli a rigonfiare si spiega con le caratteristiche, già viste, delle particelle argillose. Le cariche non saturate sulla superficie dei minerali argillosi attirano molecole d'acqua tra i piani dei fillosilicati provocando il loro allontanamento. I cationi attratti sulla superficie dei minerali argillosi rappresentano un altro motivo di rigonfiamento. A causa dell'attrazione delle superfici caricate negativamente delle particelle argillose da parte dei cationi, gli spazi piccoli entro e tra le particelle argillose possono contenere una concentrazione di cationi più alta di quella dei più grandi pori del suolo. Queste condizioni creano un potenziale osmotico tra i fluidi interstiziali e le superfici dei minerali argillosi. Normalmente i cationi si muovono da una concentrazione più alta verso una più bassa. Nei suoli che si espandono, poiché gli ioni sono trattenuti dalle particelle argillose, l'acqua si muove dalle aree a bassa concentrazione ionica a quelle ad alta concentrazione entro le particelle argillose o aggregati. Questo flusso di acqua esercita una pressione che causa il rigonfiamento dei fillosilicati. Se un terreno argilloso è soggetto a condizioni essiccanti, ad esempio, quando l'evaporazione rimuove

l'acqua dal suolo, questo provoca il movimento verso la superficie. Questa perdita d'acqua dell'argilla porta a effetto contrario al rigonfiamento detto contrazione. La contrazione e il rigonfiamento avvengono per variazioni del contenuto d'acqua ed il danno potenziale legato ai suoli rigonfianti è limitato alla zona che subisce variazioni stagionali del contenuto d'acqua. Al di sotto di questa zona anche se gli strati di terreno hanno la tendenza a rigonfiare o ad essiccarsi non si hanno variazioni di volume in quanto il contenuto d'acqua rimane costante. La tendenza al rigonfiamento deve essere valutata accuratamente attraverso test di laboratorio che tengono in conto l'aumento della pressione generato da un suolo bagnato. Se si vuole invece una rapida stima, devono essere valutati attentamente i limiti di Atterberg.

## 5.2 LA TEORIA DI GOUY-CHAPMAN "DOPPIO STRATO DIFFUSO"

Riprendendo lo schema precedente notiamo che possiamo dividere lo strato liquido contenente gli ioni che circondano la particella in due zone: una interna (definita strato stazionario o di Stern) con gli ioni fortemente legati alla particella carica, ed una esterna (strato diffuso, o di Gouy-Chapman), dove le interazioni sono più deboli. Le due zone costituiscono pertanto il doppio strato elettrico intorno a ciascuna particella.

Tra i vari studiosi che formularono delle teorie riguardo al doppio strato elettrico, il primo tra questi fu Helmholtz il quale assimilò la divisione delle cariche tra quelle presenti sul solido e quelle in soluzione come le piastre di un condensatore. Tuttavia tale modello, a causa della schematizzazione molto semplificata della struttura del doppio strato, non tiene conto dell'influenza della concentrazione delle specie ioniche nella soluzione interstiziale, simulando, di fatto, sempre il caso di concentrazioni elevate.

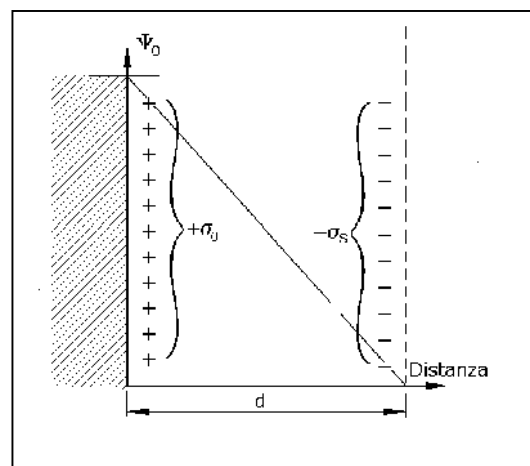


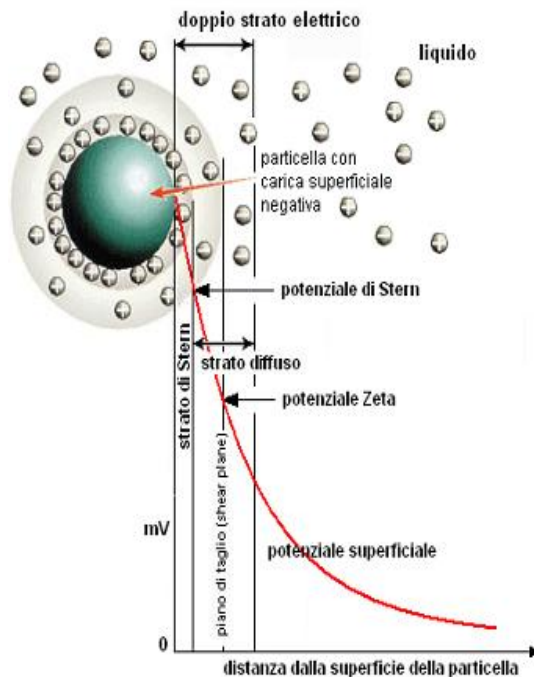
Figura 5.2: Modello di DSE di Helmholtz

Secondo Gouy-Chapman, invece, gli ioni del doppio strato non possono essere concentrati a una distanza definita dalla superficie solida perché deve esistere un equilibrio fra le forze elettriche responsabili del doppio strato e le forze osmotiche che tendono a mantenere l'omogeneità. Infatti, non può esservi un brusco mutamento nella concentrazione di ogni tipo

di ioni in vicinanza del doppio strato, ma un graduale aumento di concentrazione di ioni di un certo segno e diminuzione degli ioni di segno opposto. La densità di carica elettrica nell'atmosfera ionica decresce secondo una legge esponenziale e non linearmente come postulato da Helmholtz.

Infine, Stern suggerì un modello di doppio strato elettrico che è la combinazione dei due precedenti. Questo modello, descritto in figura 3.3, fornisce uno schema semplificato, sembra descrivere meglio la reale distribuzione dei potenziali quando ha luogo uno specifico adsorbimento di contro-ioni che possiedono affinità specifica nei confronti della superficie solida e che sono adsorbiti da forze diverse da quelle di natura puramente elettrostatica.

Si supponga ora che la soluzione si muova rispetto alla particella solida e viceversa: si



verificherà uno scorrimento tra il

Figura 5.3: Grafico variazione potenziale elettrico

piano di Stern e lo strato di Gouy-Chapman.

Il potenziale in corrispondenza del piano di scorrimento, o meglio la differenza di potenziale tra gli strati trascinati nel moto e la fase liquida indisturbata, è denominato *potenziale zeta* o *potenziale elettrocinetico* ( $\zeta$ ) il quale può essere assunto in prima approssimazione uguale al potenziale di Stern ( $\psi_0$ ).

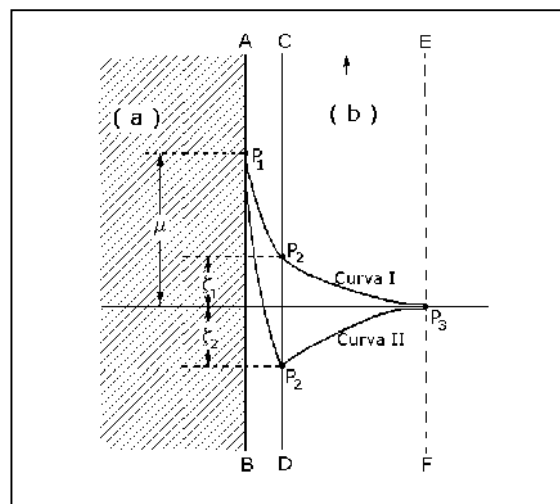


Figura 5.4: Potenziale  $\zeta$  dello stesso segno o di segno opposto al potenziale elettrochimico

Naturalmente in base alla carica sulla superficie dello strato fisso, il potenziale  $\zeta$  può essere dello stesso

segno o di segno opposto del potenziale elettrochimico. I due casi sono schematizzati in figura

dove AB è la superficie al limite tra la fase solida(a) e liquida(b), CD il limite dello strato fisso di spessore  $\delta$ , EF il limite dello strato diffuso di spessore  $d$  e  $P_1$ ,  $P_2$  e  $P_3$  rispettivamente il potenziale della fase solida all'estremo limite dello stato fissa e della massa liquida indisturbata.

La curva  $P_1 P_2$  rappresenta la caduta di potenziale nello strato fisso invece la curva  $P_2 P_3$  il potenziale nello strato diffuso. Il potenziale del punto  $P_2$  è il potenziale  $\zeta$ , il potenziale del punto  $P_1$  è il potenziale elettrochimico  $\psi_\delta$ .

Secondo la composizione ionica della superficie dello strato fisso, il potenziale elettrocinetico può essere dello stesso segno (curva I) o di segno opposto (curva II) al potenziale elettrochimico. Il PH costituente a un valore di  $\zeta = 0$  è detto " punto isoelettrico", mentre il PH in corrispondenza del quale, nel doppio strato, si uguagliano le densità di carica dei cationi e degli anioni, è detto "punto zero di carica" (pzc).

Poiché le interazioni tra ioni in soluzione (cationi e anioni) e le superfici cariche delle particelle solide sono di natura coulombiana, le considerazioni quantitative relative alla distribuzione dei potenziali  $\psi$  e delle cariche, secondo il modello dello strato diffuso di Gouy-Chapman. Le assunzioni alla base della teoria sono:

- la carica elettrica sulle superfici delle particelle è continua ed uniformemente distribuita;
- le superfici cariche sono indefinite;
- la costante dielettrica è uniforme e non varia attraverso la soluzione;
- la distribuzione degli ioni nella soluzione segue quella di Boltzmann.

Infatti, possiamo esprimere tale distribuzione attraverso l'equazione di Poisson-Boltzmann:

$$\frac{\psi'' b}{bx^2} = \frac{4\pi}{\varepsilon} \sum_i n_i z_i e \exp\left(\frac{-z_i e \psi}{T\kappa}\right) \quad (1)$$

dove  $n_i$  = concentrazione della soluzione volumetrica

$z_i$  =valenza degli ioni iesimi in soluzione

$k$  = costante di Boltzmann

$e$  = carica dell'elettrone

$T$  = temperatura in gradi Kelvin

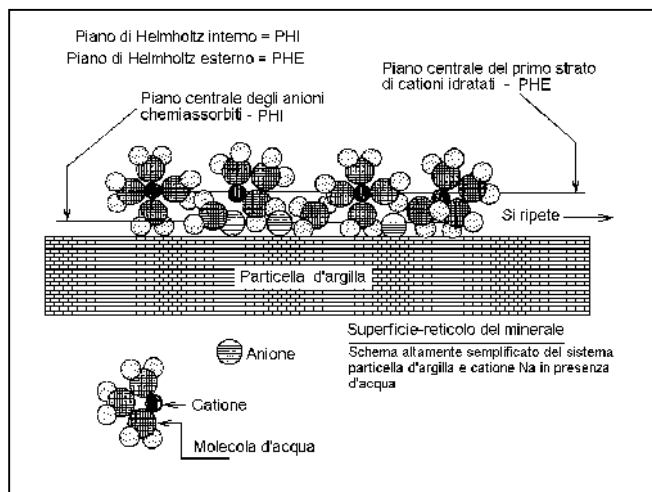
$\epsilon$  = costante dielettrica

La soluzione di questa equazione fornisce la distribuzione del potenziale  $\psi$  in funzione della distanza  $x$  dalla superficie della particella. La distribuzione dei cationi  $n_+$  può calcolarsi con l'equazione:

$$n_+ = n_i \left( \coth \frac{x}{2} \sqrt{\frac{8\pi z_i^2 e^2 n_i}{\epsilon k T}} \right)^2 \quad (2)$$

In corrispondenza della superficie delle particelle il potenziale elettrico assume il suo massimo valore. Questo dipende dal tipo di argilla e dalla sua densità di carica elettrica e dalle proprietà della soluzione di elettroliti. La teoria di Gouy-Chapman presenta due limiti: il primo deriva dal non considerare la dimensione degli ioni idratati, il secondo che la carica negativa è distribuita sulla superficie delle particelle, ma in modo discontinuo. Questa distribuzione puntuale di carica provoca limitazioni al movimento dei cationi all'interno del doppio strato.

Il modello di Stern, invece, considera che i contro ioni totali che bilanciano la carica negativa netta della superficie reattiva sono: sia quelli dello strato di Stern che sono adsorbiti sulla superficie, sia quelli dello strato diffuso del modello di Gouy-Chapman la cui distribuzione è descritta dalla relazione di Boltzman(2).



*Figura 5.5: Diagramma schematico della distribuzione degli anioni e dei cationi nelle immediate adiacenze della superficie reattiva*

Ossia la carica superficiale  $\sigma_0$  è bilanciata dalla carica dello strato

di Stern  $\sigma_s$  più quella dello strato diffuso  $\sigma_d$  ossia  $\sigma_0 = \sigma_s + \sigma_d$ .

Ciò è importante perché il potenziale decade dal valore di  $\psi_0$  al valore di  $\psi_s$  di Stern, oltre il quale la variazione di  $\psi$  è governata dall'equazione (1). Dall'altra parte, com'è stato accennato,

$\psi_\delta$  può essere considerato quasi uguale al valore di  $\zeta$ . La relazione fra la densità di carica superficiale e potenziale superficiale è data da:

$$\sigma_o = \left(\frac{2n_i \varepsilon \kappa T}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}} \sinh \frac{z_i e}{2\kappa T} \psi_o \quad (3)$$

Poiché il potenziale  $\psi_o$  è costante per uno specifico valore del pH per i minerali a carica variabile, la seguente relazione di Nernst può essere utilizzata per spiegare la dipendenza del potenziale  $\psi_o$  dalla presenza degli ioni determinanti il potenziale nello strato di Stern:

$$\psi_o = \frac{2,303\kappa T}{\varepsilon} (pH_o - pH) \quad (4)$$

dove  $pH_o = pH$  al quale il potenziale superficiale  $\psi_o = 0$ .

Il modello di Stern è stato modificato da Graham, secondo il quale lo strato di Stern, in effetti, consiste di due strati:

- il primo più interno, detto piano interno di Helmholtz (pih), costituito da ioni che sono specificatamente e chimicamente adsorbiti e che hanno dunque la capacità di influenzare il segno e l'entità della carica superficiale.
- il secondo più esterno, immediatamente a contatto del precedente, detto piano esterno di Helmholtz (peh).

Nel modello di Stern-Graham il potenziale di Stern è appunto assegnato al peh. La figura 5.5 mostra una rappresentazione schematica anioni e cationi idratati immediatamente adiacenti alla superficie reattiva di una particella. La figura 5.6 mostra la corrispondente localizzazione dei vari potenziali. A partire dal

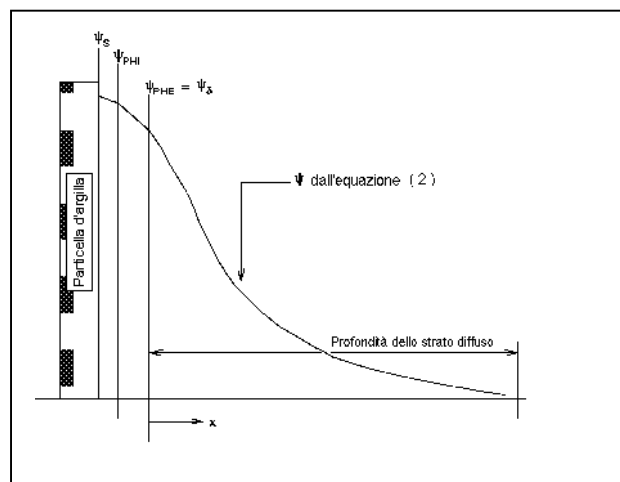


Figura 5.6: Localizzazione dei vari potenziali rispetto alla superficie di una particella

valore di  $\psi_\delta = \psi_{peh}$ ,  $\psi$  può determinarsi con la precedente relazione (1).

Questa relazione è spesso usata in prima approssimazione come base di calcolo nelle interazioni fra suolo e contaminanti. E' possibile, infatti, partendo da questo modello di Stern-Graham determinare le energie d'interazione fra ioni, molecole e siti superficiali carichi.

La concentrazione  $i$ -esima degli ioni nel  $p_{ih}$  può essere calcolata dalla relazione di Boltzmann con l'espressione:

$$n_{i(p_{ih})} = n_i \exp\left(\frac{-z_i e \psi_{peh}}{\kappa T}\right) \exp\left(\frac{E_{peh} - E_{p_{ih}}}{\kappa T}\right) \quad (5)$$

dove  $E_{p_{ih}}$  ed  $E_{peh}$  sono le energie di interazione in  $p_{ih}$  e  $peh$  rispettivamente, risultanti rispettivamente:

- $E_{p_{ih}}$  dall'interazione coulombiana fra gli ioni e le forze associate con le cariche negative situate sulla particella;
- $E_{peh}$  dal contributo di quattro energie componenti: l'energia di interazione coulombiana, di interazione ione-dipolo, di interazione dipolo-dipolo e di interazione dipolo e sito superficiale.

I corrispondenti valori possono calcolarsi con le relazioni:

$$E_{p_{ih}} = \frac{z_i e^2}{\epsilon R} \quad (6)$$

$$E_{peh} = \frac{z_i e^2}{\epsilon R} + \frac{\mu e}{\epsilon R} \left(1 - \frac{D_n \mu^2}{\epsilon r^3}\right) + \frac{\mu e}{\epsilon r_1^2} \quad (7)$$

- $\mu = 1,8 \cdot 10^{-10}$  cm = momento di dipolo della molecola d'acqua
- $r$  = la somma dei raggi dello ione e della molecola d'acqua
- $R$  = la distanza fra il centro dello ione
- $i$  = la carica elettrica negativa

situata sulla

particella

- $r_1$  = la distanza fra il centro del dipolo e la corrispondente carica negativa sulla particella

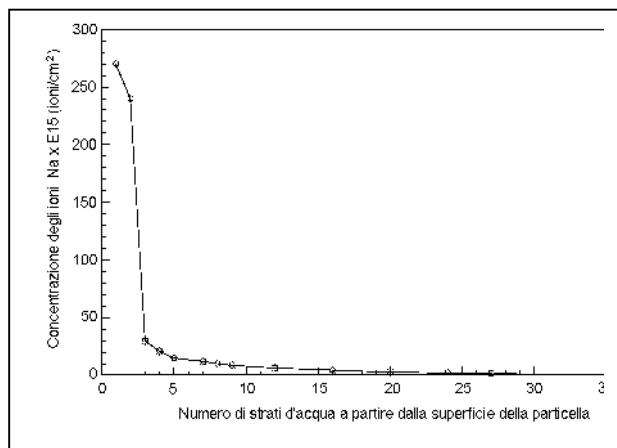


Figura 5.7: Distribuzione di ioni sodio a varie distanze dalla superficie di una particella di montmorillonite

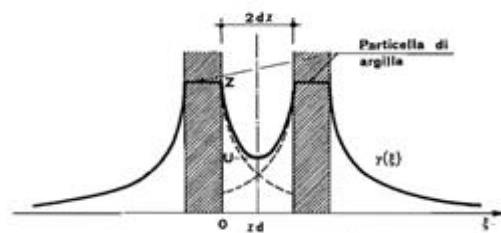


- $D_n$  = un fattore geometrico uguale a 0,334 per 3 molecole d'acqua (1,188 per 6 molecole d'acqua).

Queste relazioni possono essere usate per calcolare la distribuzione degli ioni nello strato di Stern ed anche nello strato diffuso. La figura 5.7 mostra l'esempio di una particella di montmorillonite che interagisce con  $\text{NaCl } 10^{-3} \text{ M}$ . Le ascisse rappresentano il numero di strati d'acqua distanti dalla superficie della particella.

Nell'esempio si è supposto che lo spazio occupato dal pih e dal peh siano equivalenti a un singolo a un singolo strato molecolare d'acqua. I calcoli mostrano un'elevata concentrazione di ioni di Na in pih e peh, mentre tali concentrazioni decadono quando passiamo allo strato diffuso. Questa metodologia di calcolo deve essere usata con cautela quando si considerano i sistemi reali dove non si ha la presenza di un'unica particella ma anche di altre che interagiscono tra di loro. Il loro uso, comunque, è utile per determinare l'interazione tra particella-soluto e per la determinazione della capacità di trattenere l'acqua.

La teoria del doppio strato si limita a considerare l'interazione di una singola particella con la soluzione di elettroliti che la circonda. Nella realtà, invece, dobbiamo considerare l'interazione tra due o più particelle contigue. Uno studio in tal senso è stato condotto da Verwey e Overbeek e i relativi risultati sono stati riprodotti in una serie di lavori successivi. In questo studio Verwey e Overbeek considerano due particelle di argilla disposte parallelamente e costrette da una forza esterna a divenir prossime tra di loro, fino a una distanza  $2d$  pari a due volte l'estensione del doppio strato  $2/\chi$  e tale che i due campi di potenziale si sovrappongono, come illustrato in fig. 5.8. Questa forza esterna, che può essere di varia natura costringe i doppi strati delle due particelle ad interagire, non consentendone lo sviluppo completo. A causa della simmetria e della natura dissipativa del potenziale a grande distanza dalle particelle, la sovrapposizione dei potenziali comporta che questi presentino un minimo a metà distanza dalle superfici, ossia per  $x = d$ .



*Figura 5.8: Sovrapposizione campi di potenziale secondo Verwey e Overbeek*

Dall'equazione (1) e tenendo conto delle nuove condizioni al contorno possiamo scrivere la seguente espressione:

$$\frac{dY(\zeta)}{d\zeta} = -\sqrt{(2 \cosh Y - \cosh U)} \quad (8)$$

Tale equazione fu risolta tramite integrazione da Verwey e Overbeek ed i risultati sono stati tabulati. I valori ottenuti forniscono il valore di  $\chi d$  al variare del potenziale  $U$  del piano mediano e di quello di superficie  $Z$ , nota la carica di superficie. I valori sono stati inoltre tabulati facendo variare i diversi parametri che hanno influenzato sul comportamento dei doppi strati, come ad esempio la concentrazione  $n$ , la temperatura  $T$  e la costante dielettrica. Dai dati riportati, Verwey e Overbeek notarono la scarsa influenza della tipologia di argilla sulla relazione tra  $U$  e  $\chi d$ .

Come abbiamo detto in precedenza per portare le due particelle da una distanza infinita a una distanza pari a  $2d$ , è necessaria l'esistenza di un'azione esterna. Nell'avvicinare le due particelle quest'azione esterna dovrà compiere un lavoro. Notiamo il potenziale  $\phi(x)$  in un punto generico del doppio strato di due superfici interagenti, e  $\rho(x)$  la carica per unità di volume, il lavoro sarà dato da:

$$d\mu = \rho(x) d\phi(x) \quad (9)$$

Il lavoro per unità di volume è uguale a una pressione sferica equivalente esistente a una distanza  $x$  dalla superficie. Integrando l'espressione (9) notiamo che la differenza tra la pressione  $p$  e la tensione generata dal potenziale elettrostatico è costante. Questa costante è pari al valore di  $p(x)$  esistente sul piano mediano tra le due particelle, dove il gradiente del potenziale è nullo. Questa è una pressione repulsiva nota come pressione osmotica  $p_0$ , che risulta pari all'incremento di pressione repulsiva tra due particelle di argilla quando la loro distanza decresce dall'infinito a  $2d$ . Pertanto la pressione osmotica vale:

$$-p_0 = -[p(d) - p(\infty)] = 2n(\infty)kT[\cosh U - 1] \quad (10)$$

e rappresenta il lavoro necessario per portare due particelle da una distanza infinita ad una pari a  $2d$ . Inoltre tale espressione stabilisce l'esistenza di una relazione unica tra la pressione osmotica  $p_0$ , ed il potenziale del piano mediano tra due particelle,  $U$ .

Definiamo la pressione osmotica come una forza repulsiva derivata dall'effetto combinato di attrazione elettrostatica e dalla diffusione di ioni. Se la distanza tra due particelle decresce per

effetto di una causa esterna, l'acqua fuoriesce dagli spazi interparticellari e il volume del sistema acqua terreno decresce. Questo processo richiede tempo, ed al passare del tempo le particelle si portano da una distanza  $2d'$  ad una distanza  $2d''$ . Nell'intervallo temporale che intercorre affinché questo avvenga, il valore della pressione osmotica passa da  $p_0'$  a  $p_0''$ , che è in equilibrio con la forza esterna che ha provocato la variazione. Quindi se definiamo  $\delta p_m$  l'incremento di forza per portare la particella da una distanza  $2d'$  a quella  $2d''$  dall'equazione (10) abbiamo :

$$-\delta p_m = -[p(d'')-p(d')] = 2n(\infty)kT(\cosh U'' - \cosh U') \quad (11)$$

Tale espressione dimostra che all'aumentare della pressione di consolidazione  $\delta p_m$ , si ha un avvicinamento e quindi un incremento di pressione osmotica al termine del processo transitorio. Da quanto detto appare evidente la coincidenza tra la pressione osmotica e la pressione effettiva. Pertanto la pressione osmotica assume il significato di pressione intergranulare, avendone lo stesso comportamento. Il valore della pressione osmotica può essere scritto anche in modo tale da rendere espliciti tutti i valori che la influenzano, quindi l'espressione (10) possiamo scriverla così:

$$p_0/n(\infty)T = 2K[\cosh U - 1] = 2K\{\cosh F[(8\pi n e^2 z^2/DKT)^{1/2}] - 1\} \quad (12)$$

Sapendo che  $d$  è una grandezza non facilmente misurabile, Bolt, Nagaraj e Yajadeva l'hanno correlata a grandezze di semplice determinazione attraverso la seguente relazione:

$$d = e/(G\gamma_w s) \quad (13)$$

- $e$  = rapporto dei vuoti
- $G$  = peso specifico sostanza solida
- $\gamma_w$  = peso specifico dell'acqua
- $s$  = superficie libera

$$p_0/n(\infty)T = 2K\{\cosh F[(8\pi n(\infty) e^2 z^2/DKT)^{1/2} e/(G\gamma_w s)] - 1\} \quad (14)$$

Quindi sostituendo l'espressione di  $d$  nell'equazione (12), esplicitiamo i fattori che influenzano la pressione osmotica  $p_0$  ed anche la compressibilità del mezzo ossia:

- dalle proprietà del terreno come superficie specifica, capacità di scambio cationico e valenza degli ioni adsorbiti;

- dalle proprietà del fluido come concentrazione cationica  $n(\infty)$ , valenza dei cationi  $z$ , costante dielettrica  $D$  e temperatura  $T$ ;
- Per rendere più evidente l'influenza dei fattori citati è stato condotto uno studio parametrico facendo variare tutte le grandezze coinvolte in un grande intervallo. In realtà nello studio parametrico che è stato condotto, non tutte le grandezze che compaiono nell'equazione (14) sono state fatte variare, perché non tutte hanno la stessa influenza sui valori della pressione osmotica.

Infatti:

- la costante dielettrica presenta un'influenza limitata perché con il terreno saturo in condizioni normali l'acqua è l'unico fluido esistente;
- per quanto concerne la temperatura da risultati sperimentali si rileva che la distanza  $d$  varia dell'1%-2% per una variazione di  $15^\circ \text{C}$ ;
- per quanto riguarda la valenza degli ioni adsorbiti si è posto pari all'unità. Questo non comporta un grosso errore, poiché per le argille contenenti ioni monovalenti e polivalenti, risentono della presenza degli ioni polivalenti solo se la loro percentuale supera il 35% e quella dei monovalenti se scende al di sotto del 20%. Quindi, sapendo che in natura il terreno contiene il 50% di ioni monovalenti e il 50% di quelli polivalenti, possiamo considerare il terreno comportarsi come contenesse solo ioni monovalenti.

Riassumendo, nel corso dell'analisi parametrica le grandezze considerate variabili sono:

1. la capacità di scambio cationico  $B$ ;
2. la superficie libera  $s$ ;
3. la concentrazione ionica della soluzione di equilibrio  $n(\infty)$ .

## **5.2.1 FATTORI CHE INFLUENZANO LA COMPRESSIBILITA' DEI TERRENI COESIVI**

I fattori che influenzano in modo decisivo la compressibilità dei terreni coesivi sono:

- Il tipo di argilla, il quale viene individuato dal rapporto tra la capacità di scambio cationico B e della superficie specifica s;
- La concentrazione ionica della soluzione volumetrica  $n(\infty)$

L'analisi parametrica che è stata condotta permette di rendere evidente l'influenza che ciascuno dei fattori citati ha sulla compressibilità.

### 5.2.1.1 TIPO DI ARGILLA

Il tipo di argilla è rappresentato dal rapporto B/s ed anche dal rapporto  $\frac{dY(\zeta)}{d\zeta}$ . Nel diagramma di figura 5.9 è riportato l'andamento di  $p_0/kT$  in funzione di  $\chi_d$  per diversi valori di  $\frac{dY(\zeta)}{d\zeta}$ .

Dal diagramma risulta evidente la scarsa influenza di  $\frac{dY(\zeta)}{d\zeta}$  sui valori di  $p_0$ , inoltre si nota che  $p_0$  è linearmente correlato a  $\chi_d$  per un ampio campo di valori pertanto è possibile scrivere :

$$p_0/kT = 2.35 - 4.375 \log d \quad (15)$$

Da questo è evidente la scarsa influenza che il tipo di argilla ha sul rapporto tra  $p_0$  e d.

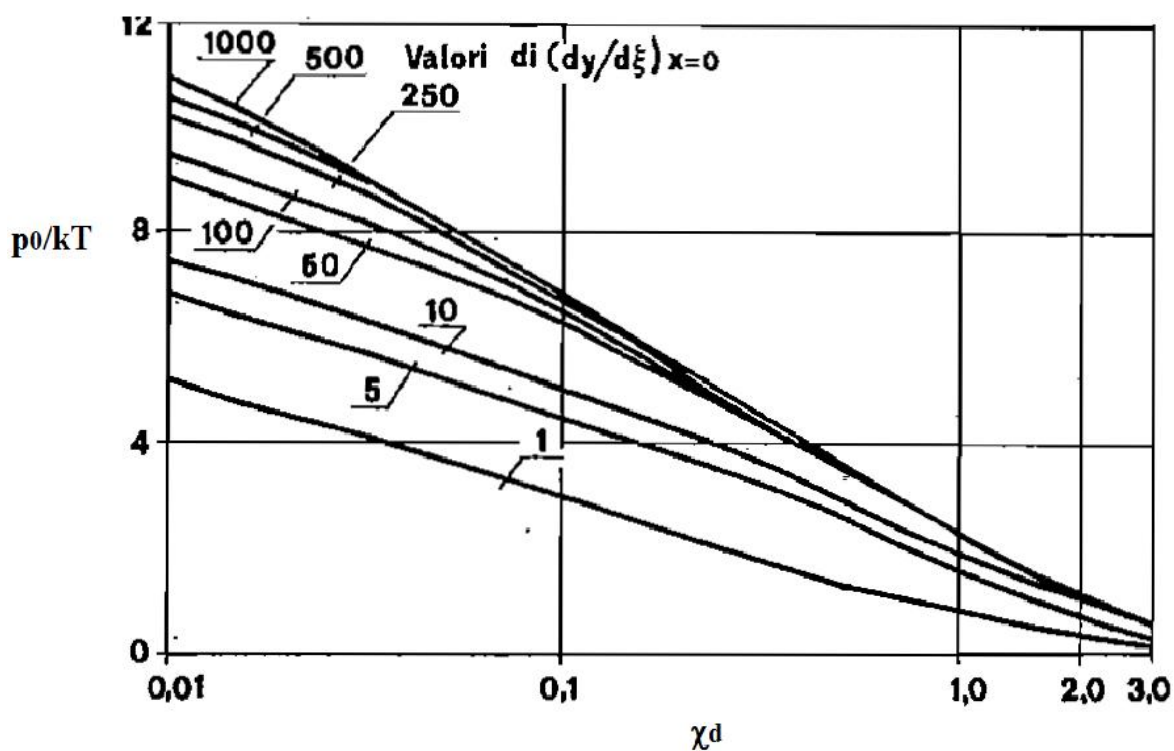


Figura 5.9: Valori di  $p_0/kT$  in funzione di  $x_d$  e per diversi valori di  $(dY/dx)_0$

### 5.2.1.2 CONCENTRAZIONE IONICA

Sappiamo che all'aumentare della concentrazione ionica corrisponde una diminuzione del potenziale per cui il doppio strato risulta depresso. Questo comporta un incremento di pressione osmotica e quindi, a parità di ogni altra condizione, una minor compressibilità del sistema. Ciò è stato dimostrato dallo studio parametrico e tali dati sono stati riportati nei grafici seguenti fig. 5.9. Nelle figure seguenti sono riportati dapprima i valori della semidistanza  $d$  in funzione del logaritmo di  $p_0$ , fig. 5.10.a, e successivamente sono riportati i valori del rapporto dei vuoti in funzione del logaritmo della pressione osmotica, fig. 5.10.b.

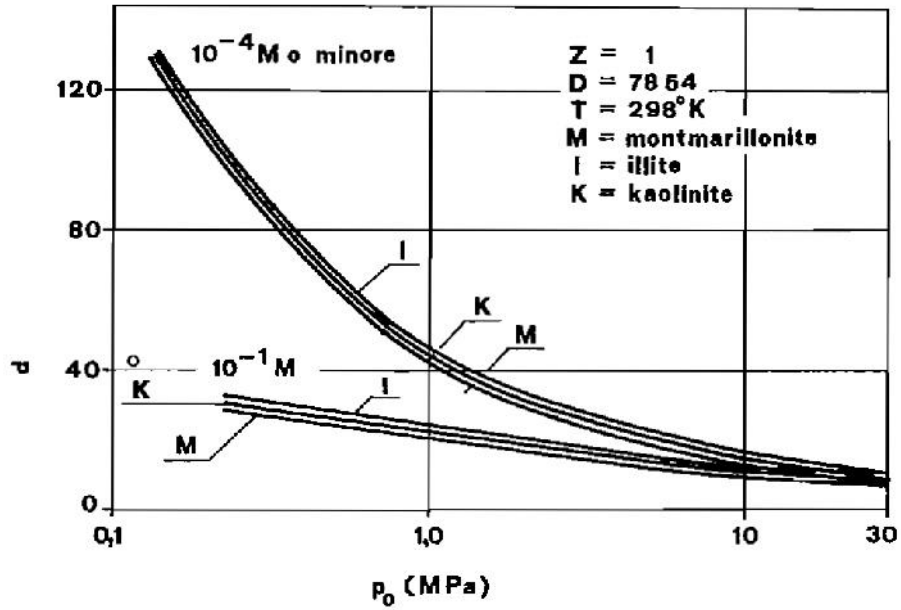


Figura 5.10.a: Valori della semidistanza  $d$  in funzione del log di  $p_0$  per diversi valori della concentrazione cationica e per le diverse argille.

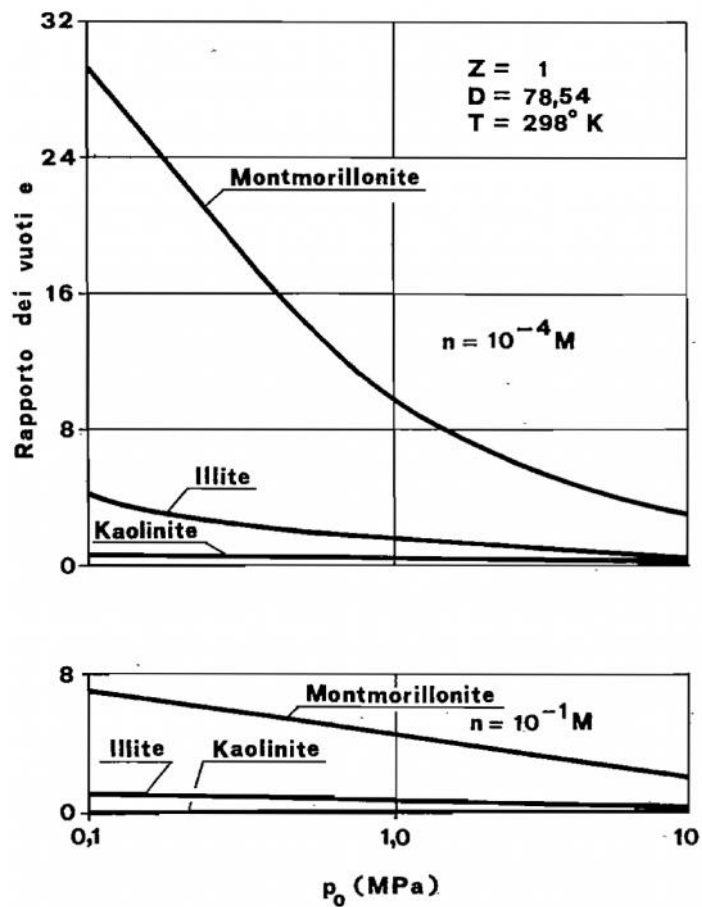


Figura 5.10.b: Valori del rapporto dei vuoti  $e$  in funzione di  $p_0$  per diversi valori della concentrazione cationica e per diverse argille

In entrambi i diagrammi è stato variato sia il tipo d'argilla, quindi il valore  $B/s$ , che la concentrazione  $n(\infty)$ . Dai diagrammi risulta evidente come la relazione tra  $d$  e il log di  $p_0$  non è influenzata dal tipo di argilla, a differenza di quanto accade per la relazione tra il rapporto dei vuoti e il log di  $p_0$ . Inoltre si evince che per basse concentrazioni entrambe le relazioni mostrano una marcata non linearità, mentre per elevate concentrazioni entrambe le relazioni seguono una legge lineare. Determinata la relazione  $e$ -log  $p_0$ , è possibile determinare il valore di  $C_c$ , che per terreni poco compressibili, cioè per  $n(\infty)$  elevato, è determinabile direttamente essendo detta relazione lineare. Per terreni poco comprimibili Sridaran e Jayadeva propongono la relazione del tipo :

$$C_c = -G\gamma_w s 10^{-6}/0.437 [ n(\infty)/DT ]^{1/2} \quad (16)$$

Da tale espressione si deduce che il valore di  $C_c$  dipenda dal tipo di argilla attraverso la superficie specifica  $s$  e del tutto indipendente dal valore dei vuoti.

Invece, per terreni molto comprimibili e di bassa concentrazione, considerata la non linearità della relazione  $e$ -log $p_0$  la determinazione di  $C_c$  è strettamente legata al valore di  $e$ . Per questi tipi di terreni Sridaran e Jayadeva mostrano che la relazione tra il logaritmo di  $d$  e quello di  $p_0$  è del tipo:

$$\log d = f - g \log p_0 \quad (17)$$

dove  $f$ ,  $g$  sono delle costanti. In particolare la costante  $f$  è funzione delle proprietà del fluido come  $n$ ,  $D$ ,  $z$  e  $T$ ;  $g$  invece dipende tanto dalle proprietà del fluido come da quelle dell'argilla. differenziando l'equazione (17) rispetto al logaritmo della pressione e tenendo conto dei valori di  $f$  e  $g$  si ha:

$$d \, d/d \log p_0 = 1.21 d \quad (18)$$

Ora, poiché l'indice di compressibilità è la pendenza della curva  $e$ -log $p$ , si ottiene:

$$C_c = - G\gamma_w s (-1.21 d) = 1.21 e \quad (19)$$

quindi per bassi valori della concentrazione il coefficiente di compressibilità è solo funzione di  $e$ ; mentre l'indipendenza dal tipo di argilla è vera solo se è definito lo stato del sistema, quindi se sono noti  $e$  e oppure  $p_0$ . Deduciamo pertanto che essendo definita la pressione osmotica con il significato di pressione intergranulare, il valore di  $n(\infty)$  ha quindi notevole influenza nel determinare la posizione e la pendenza della retta vergine di consolidazione.



### 5.2.1.3 CONFRONTO TRA I RISULTATI TEORICI E SPERIMENTALI

Considerando tutte le ipotesi semplificative introdotte dal doppio strato diffuso, l'accordo tra dato sperimentale e analisi teorica può essere considerato soddisfacente. Bolt dimostrò che i risultati sperimentali subiscono l'influenza sia della concentrazione ionica sia del tipo di argilla a differenza di quanto accade per la curva teorica che risulta del tutto indipendente dal tipo di argilla e dalla concentrazione ionica. In ogni caso si nota un certo parallelismo tra le due curve una volta che i dati sperimentali vengono interpolati e considerando la grande varietà di argille e dell'ampia variazione di concentrazione, l'accordo tra dati sperimentali e teorici è da ritenere soddisfacente. La teoria di Bolt fu avvalorata anche da Lowe il quale si basò sui risultati ottenuti su varie prove edometriche; anche in questo caso la differenza tra i dati sperimentali e teorici è minima.

### 5.2.2 PRESSIONE OSMOTICA E RESISTENZA AL TAGLIO

Fino ad ora, si è dimostrata la stretta correlazione tra la pressione osmotica, che può essere assimilata alla pressione effettiva, e la semidistanza  $d$  tra le particelle ed i loro aggregati. Nagaray ha dimostrato che è possibile sostituire a  $d$ , grandezza geometrica non misurabile, il parametro adimensionale  $e/e_L$ , dove  $e_L$  è il rapporto dei vuoti del terreno per un contenuto d'acqua pari al limite di liquidità. Questo rapporto viene definito come parametro generalizzato dello stato fisico del terreno. Poiché la relazione tra la pressione osmotica  $p_0$  e la semidistanza  $d$  è unica, allora lo stesso discorso deve valere tra il rapporto  $e/e_L$  ed il logaritmo della pressione effettiva  $p$ . È stata dimostrata l'unicità di tale relazione sulla base di analisi condotte su terreni con caratteristiche differenti e questo permette, noto il valore di  $e/e_L$ , di determinare il logaritmo di  $p$  e viceversa. La possibilità di scambiare tra loro i due parametri è conosciuto come principio di intercambiabilità. Analizziamo ora la possibilità di estendere tale principio alla resistenza a taglio.

Il primo tentativo di correlare la teoria del doppio strato con la resistenza a taglio fu fatto da Casagrande, il quale aveva intuito un legame tra i limiti di consistenza e la resistenza a taglio. Studi successivi, condotti da vari autori, hanno stabilito da una parte che i due limiti di consistenza, e precisamente quello di liquidità e di plasticità, rappresentano stati di equilibrio del sistema acqua-terreno, raggiunti sotto l'azione di ben definiti valori di pressione neutra

negativa o di pressione effettiva applicata, dall'altra che la resistenza a taglio mobilitata in corrispondenza di questi strati è la stessa indipendentemente dal tipo di terreno.

Inoltre, analisi simili hanno dimostrato che i valori della distanza  $d$  in corrispondenza ai limiti,  $d_L$  e  $d_P$  sono indipendenti dal tipo di terreno e quindi sono considerate costanti. Ne consegue che lo scopo dei successivi studi fu di ottenere una proprietà indice dalla quale fosse possibile eliminare l'influenza del tipo di terreno; in tempi successivi è stata perciò introdotta la consistenza relativa, o indice di consistenza, definita come:

$$C_R = (w_L - W) / I_p \quad (20)$$

Tuttavia, poichè  $C_R$  non permette di tener conto di quei terreni che hanno in natura un contenuto d'acqua maggiore del limite di liquidità, si è preferito utilizzare la formula semplificata che ha preso il nome d'indice di liquidità  $LI$  definito come:

$$LI = (w - w_p) / (w_L - w_p) \quad (21)$$

dove :  $w = 0.01 s d$

$$w = 0.01 s d_L$$

$$w = 0.01 s d_P$$

quindi possiamo scrivere :

$$LI = (d - d_P) / (d_L - d_P) \quad (22)$$

Poiché  $d_L$ ,  $d_P$  sono costanti, l'indice di liquidità è solo funzione della semidistanza tra le particelle del terreno e i suoi aggregati,  $d$ , e quindi dipende da tutti i fattori che ne determinano il valore. Infatti l'indice di liquidità può essere riguardato come parametro che rappresenta uno specifico stato del terreno, che è indipendente dalla natura multicomponente del suo sistema solido. Rileggendo l'espressione (22) l'indice di liquidità è un parametro normalizzato funzione della distanza media  $d$ , la quale riflette uno stato di equilibrio del sistema acqua-terreno, per cui ogni variazione dell'indice di liquidità implica una variazione di questo stato di equilibrio: tale variazione può essere causata da una variazione del campo di forze esterne al sistema. Al diminuire dell'indice di liquidità, ossia al diminuire della distanza  $d$ , cresce la resistenza a taglio a causa della variazione delle condizioni d'equilibrio del campo di forze superficiali. Poiché la resistenza limite dipende dallo stato del materiale, che non è funzione del tipo di terreno, anch'essa deve essere indipendente dal tipo di terreno.

Quello che ora cerchiamo è l'estensione del principio d'intercambiabilità che intercorre tra  $e/e_L$  e il logaritmo di  $p$  anche alla resistenza a taglio. Ogni tentativo fatto culmina con la suddivisione del problema in due parti: nell'identificazione della complessità della natura del sistema terreno (normal consolidato, preconsolidato) e successivamente nella elaborazione di un appropriato modello fisico che permetta di predire la resistenza. Poiché la superficie di taglio, per i terreni coesivi, si sviluppa all'interno dei doppi strati diffusi, è stato stabilito che la grandezza di questa superficie dipende dalla sua posizione all'interno dei doppi strati.

Inoltre osserviamo che la resistenza a taglio dipende dalla tensione effettiva agente sull'elemento di terreno, ed è quindi possibile dimostrare l'esistenza di un legame tra  $d$  ed il logaritmo di  $q$ , e stabilire che questa relazione è unica. Per sostenere tale teoria Nagaraj fa riferimento nuovamente al limite di liquidità. Infatti per un contenuto d'acqua prossimo a  $w_L$ , la distanza  $d$  tra le particelle e/o le loro unità strutturali è la stessa per diversi tipi di terreno, per cui esiste effettivamente un legame tra  $d_L$  e  $q_L$ . I diversi valori del contenuto d'acqua rappresentano i diversi valori di  $d$  a cui la resistenza al taglio del terreno viene mobilitata. Sulla scorta di queste ipotesi Nagaraj stabilisce che la relazione tra  $d$  e  $\log q$  è unica e quindi è possibile scrivere:

$$d/d_L = e/e_L = w/w_L \text{ ed essendo } d = d_L \quad (23)$$

possiamo stabilire che  $d$  dipende dal rapporto  $w/w_L$  ed essendo  $d$  non misurabile la possiamo sostituire con il parametro  $w/w_L$  che, per quanto visto, assume il significato di LI. La procedura descritta vale per le argille sature, tenendo presente che la resistenza in queste argille decresce all'aumentare del contenuto d'acqua. Per i terreni naturali invece, si è dimostrato che per le argille NC esiste una relazione unica tra resistenza, contenuto d'acqua e tensione effettiva, indipendentemente dal tipo di prova drenata o non drenata. Per terreni preconsolidati questa relazione unica esiste solo se il carico di preconsolidazione è lo stesso. Questo sembra confermare l'esistenza di un'unica relazione tra  $w/w_L$  (IL) e il logaritmo di  $q$  e stabilisce il principio d'intercambiabilità tra  $e/e_L$  ed il  $\log q$ . La generalizzazione di questo principio, però, sarà possibile se si conducono successive analisi in modo da chiarire una serie di punti che sono stati elencati da Nagaraj:

- Qual è il concetto di attrito per i terreni a grana fina?
- Qual è il vantaggio di quest'approccio rispetto a quello tradizionale ossia con  $c$  e  $\phi$ ?
- Sviluppo di un metodo che colleghi la storia tensionale con la mobilitazione della resistenza.

### 5.2.3 EFFETTI DOVUTI ALLA PRESENZA DI MATERIALI NON ARGILLOSI

In un terreno naturale la componente argillosa non è l'unica presente. Infatti abbiamo una presenza di frazioni di diametri e percentuali in peso molto diverse tra di loro. Quindi dobbiamo chiederci qual è il limite della teoria del doppio strato in presenza di materiali non argillosi. Nagaraj sostiene che a causa della notevole superficie specifica della frazione argillosa, anche per piccole percentuali in peso, riveste completamente i grani delle frazioni più grosse, impedendo qualsiasi contatto fisico tra di loro. Pertanto resta l'interazione tra le particelle di argilla, anche se la presenza di materiali non argillosi comporta una certa

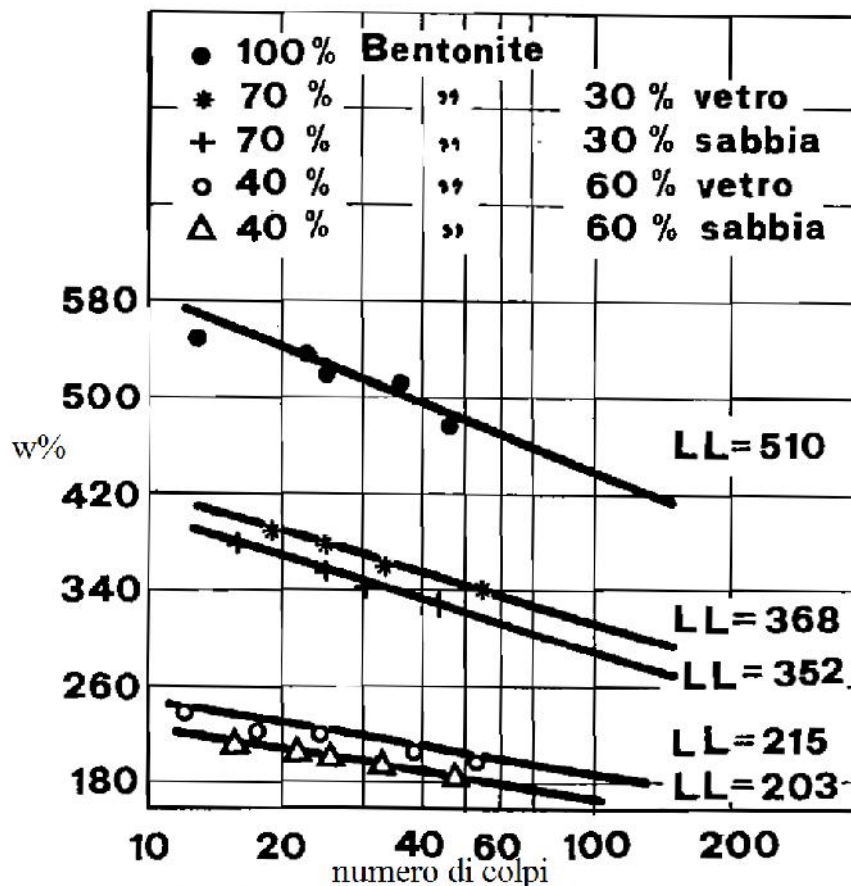
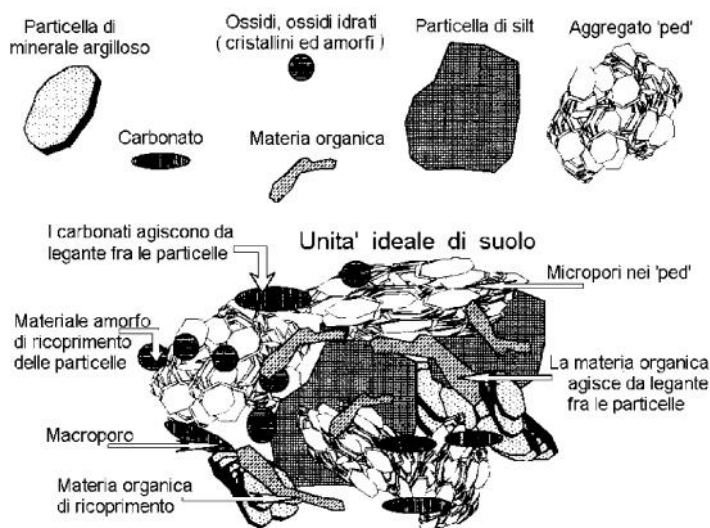


Figura 5.11: Andamento delle curve contenuto d'acqua num di colpi per la determinazione di  $W_L$  per diverse miscele di bentonite

simili pur avendo sabbia e vetro differenze di attrito di 2-3 volte. Se vi fossero attriti tra le particelle più grosse, allora le curve avrebbero andamenti del tutto differenti a causa della grande diversità di attrito tra i materiali mescolati con la bentonite.

"diluizione" del comportamento coesivo, dovuta a una riduzione di superficie attiva per unità di peso del terreno. A conferma della sua tesi Nagaraj riporta alcune curve  $w\%$ - log num di colpi ricavate per determinare il limite di liquidità di miscele con bentonite e sabbia oppure bentonite e vetro. Si nota come in figura 5.11 gli andamenti sono

Abbiamo visto come il comportamento dell'argilla non vari in presenza di frazioni grossolane di ghiaia e sabbia; ciò che adesso coglie la nostra attenzione è il comportamento delle diverse frazioni con l'acqua. La presenza di altre frazioni e il modo in cui sono distribuite nel suolo possono alterare sia la macro che la microstruttura e quindi alcune delle più importanti caratteristiche del suolo, come ad esempio la CEC, la superficie specifica, la conduttività idraulica, ecc.



*Figura 5.12: Strutture idealizzate di suolo che rappresenta la distribuzione delle diverse tipologie di frazioni solide.*

La fig. 5.12 mostra le caratteristiche principali di una struttura di suolo. La presenza di carbonati sia come particelle individuali sia come ricoprimento di altre particelle del suolo altera, ad esempio, la superficie specifica del suolo, perché essi tendono ad aggregarsi per effetto delle connessioni carbonatiche. Inoltre i carbonati, e la calcite ( $\text{CaCO}_3$ ) in particolare, possiedono caratteristiche tamponanti; con le loro proprietà di precipitare e di solubilizzarsi si uniscono al regime delle acque interagendo con la porosità del suolo. I materiali amorfi (ferro amorfo, alluminia, ossidi silicatici idrati), invece, formano dei ricoprimenti fra particelle aggregandole fra loro e modificandone anche le caratteristiche superficiali. Un materiale amorfo è costituito da un cuore di Si in coordinazione tetraedrica con qualche sostituzione isomorfica del Si con Fe o Al ed è ricoperto parzialmente con Fe o Al in coordinazione ottaedrica. Lo strato esterno, invece, è di ricoprimento ed è distrutto quando è sottoposto a lisciviazione acida.

ome viene illustrato nella figura 5.13 il cuore rimane pertanto caricato negativamente.

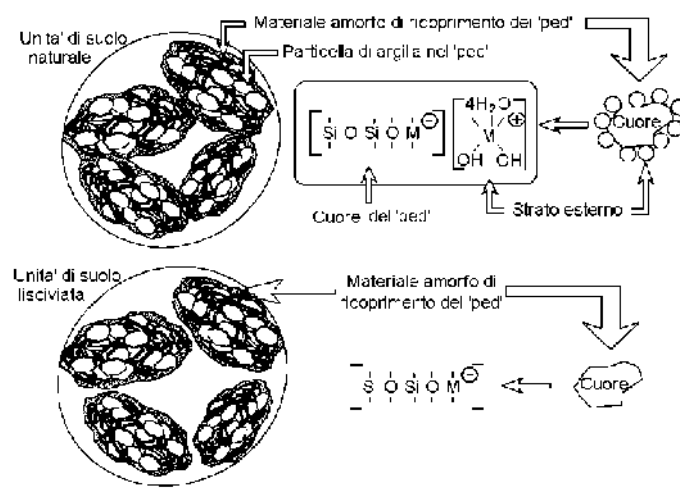


Figura 5.13: Aggregati di argilla ricoperti da materiale amorfo: lo schema in alto mostra la struttura del suolo naturale mentre lo schema sottostante mostra la medesima struttura dopo lisciviazione acida.

Tuttavia, la superficie dei materiali amorfi è amofoterica, ossia a carica variabile, e quindi la carica elettrica si inverte nuovamente nel passare da valori di pH inferiori al punto isoelettrico a valori di pH superiori al medesimo punto. Anche le componenti organiche del suolo, in funzione della carica dei gruppi funzionali superficiali, possono influenzare in modo significativo le proprietà superficiali dei suoli a causa delle loro proprietà aggreganti e ricoprenti. Rilevanza particolarmente interessante ai fini ingegneristici rivestono quei particolari materiali denominati "argille rigonfianti", comunemente usate per le cosiddette barriere naturali a bassa permeabilità. Una caratteristica importante di tali argille è rappresentata dalla capacità di immagazzinare acqua, con conseguente effetto di rigonfiamento e aumento di volume che può arrivare a circa il 100% del volume iniziale del solido secco. Se consideriamo ad esempio le smenciti, che sono fillosilicati 2:1, la spaziatura basale di quelli anidri è dell'ordine di 0.95-1.0 nm, può infatti espandersi sino a 1.25-1.92 nm in relazione con la quantità d'acqua immagazzinata (idratazione). Quest'ultima dipende dalla natura dei cationi scambiabili presenti negli interstrati e dal contenuto iniziale di acqua nel suolo. Nell'esposizione all'acqua predomina dapprima il fenomeno d'idratazione dei cationi presenti nell'interstrato (rigonfiamento cristallino), successivamente l'acqua viene immagazzinata a causa delle forze del doppio strato, cioè delle forze osmotiche generate dai

cationi dell' interstrato. Il movimento dell'acqua nei pori di varia dimensione deriva proprio dal meccanismo di assorbimento dell'acqua che opera entro tali spazi.

### 5.2.4 POTENZIALI SUOLO - ACQUA

La capacità di trattenere l'acqua delle frazioni del suolo può essere espressa in termini energetici prendendo in considerazione i vari potenziali termodinamici che caratterizzano il suolo. Si considerino come in fig. 5.14 due cilindri verticali di vetro aventi le estremità inferiori appoggiate su bacinelle contenenti acqua e riempiti a secco; uno con particelle di quarzo e l'altro con un suolo argilloso. L'altezza della risalita capillare (suzione capillare) nel primo di tali cilindri è data dall'espressione:

$$h = \frac{2\sigma \cos \alpha}{r\gamma_w} \quad (14)$$

dove:

- $\sigma$  = tensione superficiale dell'acqua
- $\alpha$  = angolo di contatto dell'acqua con le superfici del solido
- $r$  = raggio effettivo dei pori nella colonna di sabbia
- $\gamma_w$  = densità dell'acqua.

Poiché per minori valori di  $r$  il valore di  $h$  aumenta. Nel secondo cilindro però notiamo che la risalita dell'acqua non è dovuta solo al raggio dei pori, perché se fosse così all'altezza dell'acqua sarebbe più vicina all'altezza mediana del tubo invece, come mostra lo schema di figura, la risalita supera addirittura l'altezza mediana del tubo; questo è dovuto agli effetti esercitati dalle superfici delle particelle argillose.

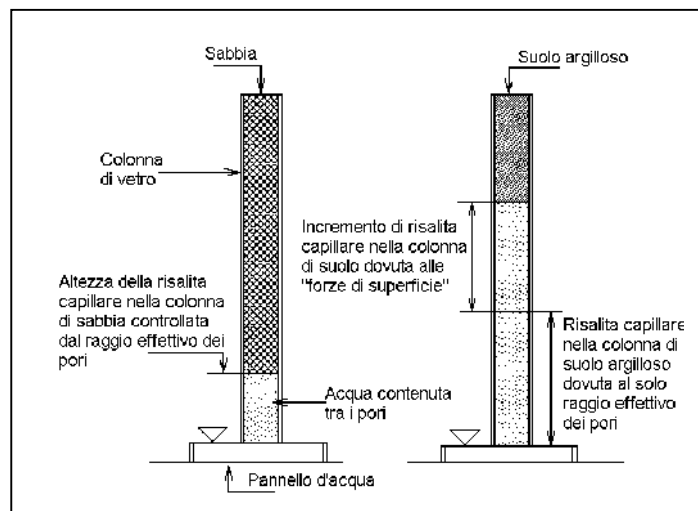
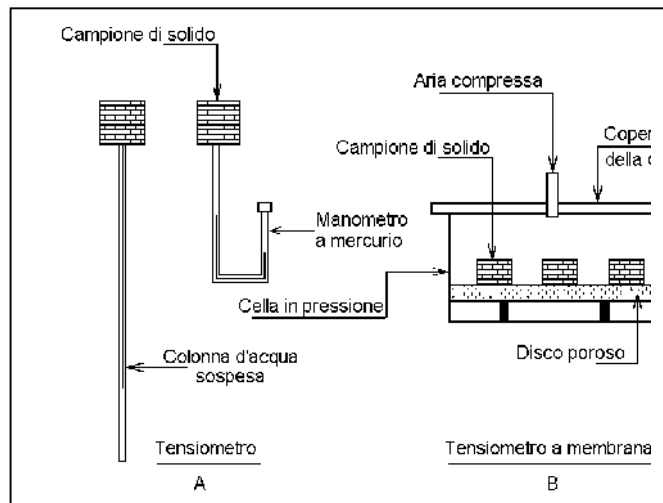


Figura 5.14: Risalita capillare in colonne contenenti materiali

In termini energetici si può dire che la risalita  $h$  è dovuta all'esistenza di un potenziale  $\psi_c$  che è detto "potenziale di capillarità" e misura l'energia che trattiene l'acqua per effetto delle forze di capillarità. Questo potenziale è dovuto alle forze di capillarità alle interfacce aria-acqua nei pori del suolo occupati dall'acqua.

Se si considera il lavoro richiesto per muovere l'acqua in una massa di suolo o per eliminare l'acqua dal suolo

dovremo cambiare di segno al potenziale che, in questo caso,



*Figura 5.15: Apparati di laboratorio per la misura della capacità dei suoli di trattenere l'acqua*

prende il nome di "potenziale dell'acqua nel suolo" ( $\psi$ ). Quest'ultimo concetto esprime meglio il tipo di forze interne che contribuiscono alla ritenzione e al moto dell'acqua nei suoli.

Poiché i potenziali sono definiti in base ad un riferimento, questa base è normalmente rappresentata da un bacino di acqua libera alla stessa altitudine e temperatura del suolo e sotto una pressione atmosferica. I diversi componenti del potenziale totale  $\psi$  sono dati da un numero negativo, che esprime il lavoro totale richiesto per muovere una quantità unitaria d'acqua dal bacino di riferimento ad un determinato punto nel suolo desiderato :

- $\psi_m$  = potenziale di matrice, proprietà della matrice del suolo che si riferisce alle forze di adsorbimento fra frazioni di suolo e acqua del suolo ed è spesso erroneamente assunto uguale al potenziale capillare. In effetti, ciò è valido per i materiali granulari ma non lo è per i suoli argillosi.
- $\psi_g$  = potenziale gravitazionale =  $-\gamma_w g h$  con:
  - $\gamma_w$  = densità dell'acqua
  - $g$  = accelerazione di gravità
  - $h$  = altezza del suolo sopra superficie dell'acqua libera, negativa se il punto del suolo è ad un livello inferiore rispetto alla superficie, perciò il corrispondente potenziale diventa positivo.



- $\psi_{\pi}$  = potenziale osmotico =  $\psi_0$  = potenziale del soluto per i suoli non rigonfianti. In tali casi  $\psi_{\pi} = \psi_0 = nRTc$ , dove:
  - $n$  = numero di molecole per mole di sale
  - $c$  = concentrazione del sale
  - $R$  = costante universale dei gas
  - $T$  = temperatura assoluta.

Nel caso di suoli rigonfianti si applicano, con le relative limitazioni, i concetti discussi a proposito del doppio strato elettrico.

- $\psi_p$  = potenziale di pressione, dovuto alla pressione applicata esternamente e trasmessa attraverso la fase fluida del suolo.
- $\psi_a$  = potenziale della pressione pneumatica, derivante dalla pressione nella fase aria. Si applica nei suoli parzialmente saturati.

La misura del potenziale  $\psi$  può essere eseguita con diversi sistemi, fra questi i più semplici sono: (A) i tensiometri di Heines e (B) i sistemi a membrana. Il principio di questi sistemi è illustrato in Figura 3.15. Il tensiometro di Heines a sinistra della figura misura la tensione dell'acqua nel suolo attraverso la lunghezza della colonna d'acqua che è sostenuta dal campione di suolo. Poiché questo sistema è di difficile utilizzazione, più spesso viene utilizzato un manometro a mercurio con il quale però si possono misurare solo tensioni dell'acqua in cui le differenze di pressione siano inferiori ad 1 atmosfera. Per misurare più alti valori di tensione dell'acqua nei pori si può utilizzare l'apparato (B). La pressione dell'aria alimentata nella parte alta del disco poroso controlla il valore massimo della pressione che può essere applicato al campione nella cella. Introducendo aria a pressione nella cella si tenta di espellere l'acqua dal campione. All'equilibrio, l'acqua che rimane nei campioni di suolo si considera trattenuta da un insieme di forze che sono, anche se di poco, superiori a quelle applicate dalla pressione dell'aria introdotta nella cella. Tipiche curve di suzione sono mostrate in Figura (16) per diversi tipi di suolo. Le ascisse sono espresse in pF, che è una misura in scala log correlata all'altezza di acqua  $h$  equivalente alla pressione applicata ai campioni, cioè  $pF = \log_{10}h$ . Questi valori possono facilmente essere convertiti in altre unità come kPa o bar. Nella figura si nota la diversa capacità di trattenere l'acqua dei campioni di suolo dovuta alle differenze di superficie specifica e di forze superficiali attive delle particelle solide. Fra i vari componenti del potenziale  $\psi$  da cui dipende la capacità dei suoli di trattenere l'acqua, quelli che esercitano la maggiore influenza sono i potenziali di matrice  $\psi_m$  ed osmotici  $\psi_{\pi}$ , mentre è trascurabile il contributo dei componenti gravitazionale  $\psi_g$ , di pressione  $\psi_p$  e pneumatico  $\psi_a$ . Il meccanismo descritto d'idratazione dei materiali rigonfianti è come si è

visto, costituito da due fasi: una prima fase di rigonfiamento cristallino che satura gli spazi interstrato e che è legata alle forze associate con il potenziale di matrice  $\psi_m$  e un'ulteriore fase di espansione di volume oltre il rigonfiamento cristallino dovuta alle forze del doppio strato elettrico cioè alle forze associate con il potenziale osmotico  $\psi_\pi$ .

In definitiva, le caratteristiche energetiche definite dai potenziali dell'acqua nei suoli permettono di valutare quanto fortemente l'acqua sia trattenuta nei suoli. Questo aspetto è particolarmente importante perché influisce direttamente sulle caratteristiche delle interazioni fra suolo e contaminanti.

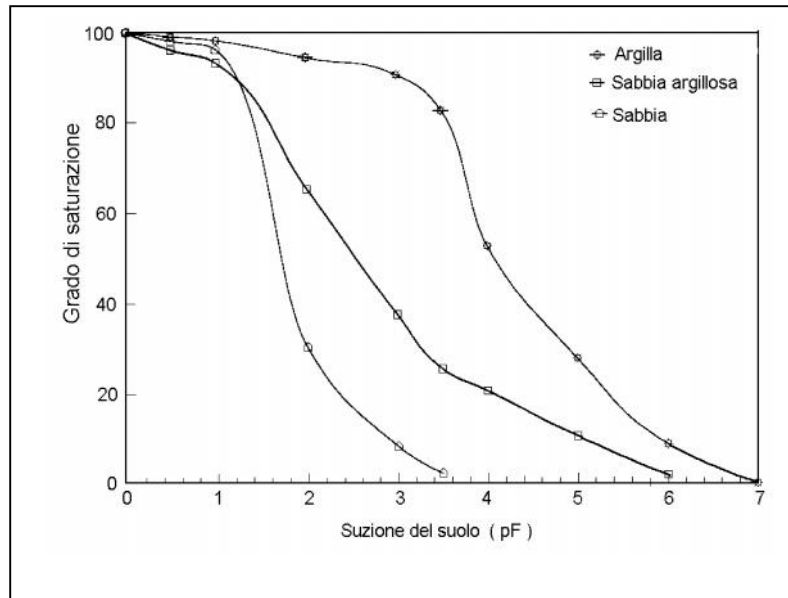


Figura 5.16: curve di soluzione per tipi di suolo

Come si può intuire, il potenziale di matrice  $\psi_m$ , che è una proprietà delle superfici solide del suolo, è la componente di gran lunga più importante nell'interazione dell'acqua con i suoli. Sfortunatamente non si è ancora in grado di correlare questo componente con i potenziali allo strato di Stern o al piano interno di Helmholtz ( $\psi_{ih}$ ). Per contro, i valori calcolati dei potenziali d'interazione fra i contro-ioni e le superfici reattive delle particelle solide nei modelli di doppio strato diffuso si sono dimostrati in buon accordo con il potenziale osmotico  $\psi_\pi$ . Questi valori e quelli dei potenziali dell'acqua dei suoli forniscono perciò una buona base di conoscenza per meglio comprendere come i contaminanti in forma di soluto si diffondono nel sistema acqua-suolo.

### **5.3 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE**

Da quanto esposto si rileva come attraverso la teoria del doppio strato diffuso sia possibile prevedere con ragionevole cura la compressibilità dei terreni coesivi. In particolare il confronto con dati sperimentali mostra come per mezzo di questa teoria sia possibile stabilire il legame tra l'indice dei vuoti ed il logaritmo di  $p$ , che per terreni a bassa concentrazione, cioè molto compressibili, è tipicamente non lineare. Allo stato attuale però la teoria del doppio strato diffuso, non consente di stabilire nessuna relazione di validità generale, tra i parametri che lo caratterizzano e la resistenza a taglio, nonostante l'attenzione che viene devoluta alla soluzione di questo problema. Infine la presenza di materiali non argillosi non influisce sui meccanismi che regolano l'interazione tra i doppi strati di particelle contigue; tuttavia la loro presenza diluisce il comportamento coesivo. Infine determinando il potenziale di matrice non riusciamo ancora a stabilire una correlazione con i potenziali del doppio strato diffuso, ma comunque c'è utile per determinare come i contaminanti in forma di soluto si diffondono nel sistema acqua-suolo.

## Capitolo 6

### RESISTENZA AL TAGLIO

#### 6.1 DESCRIZIONE DELL'APPARECCHIATURA UTILIZZATA

La prova di taglio anulare consiste nel determinare la resistenza al taglio residua, ossia la resistenza minima di un terreno sottoposto ad una elevata deformazione. L'apparecchiatura utilizzata è la Bromhead, costituita da un provino di terreno dal diametro esterno di 100mm, diametro interno di 70mm ed altezza di 9mm (per una superficie quindi di circa 40cm<sup>2</sup>).

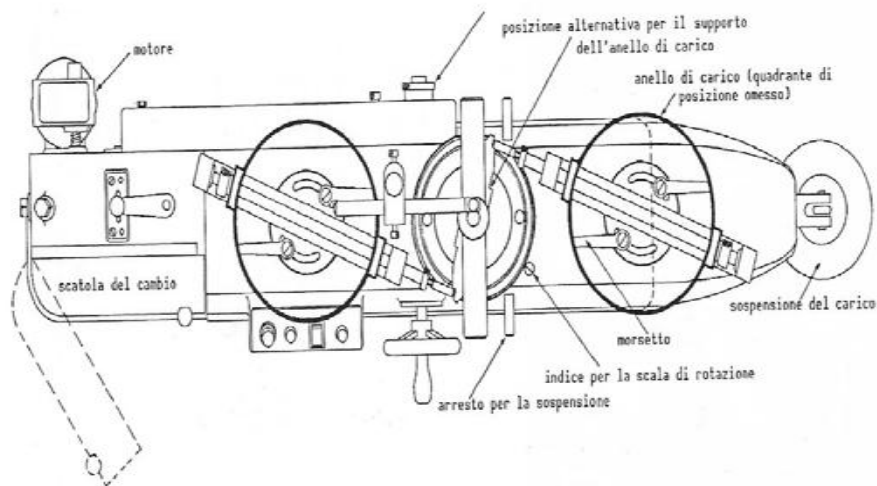
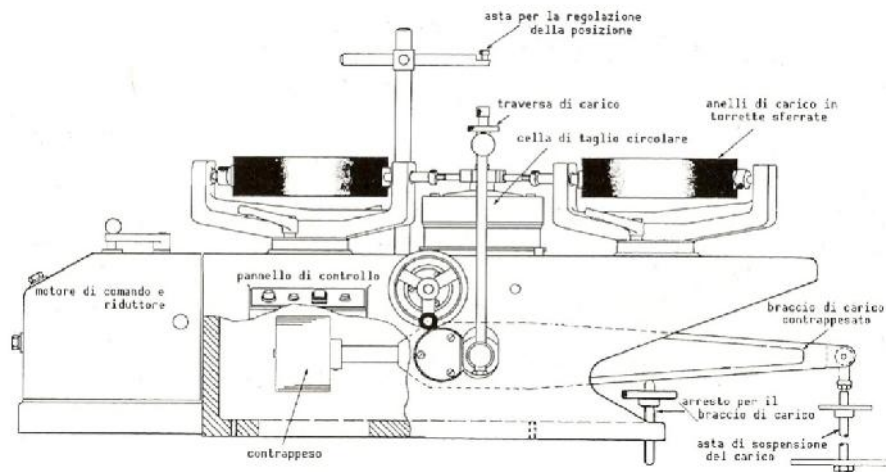


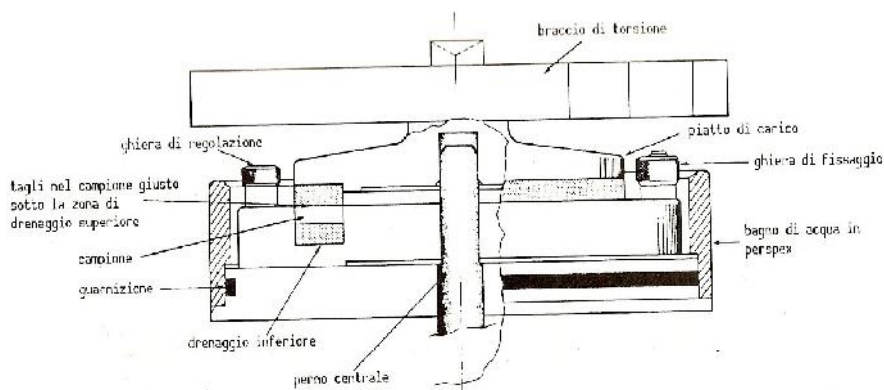
Figura 6.1: Apparecchiatura di taglio circolare Bromhead: pianta

La torsione è misurata dagli anelli dinamometrici. Questi sono montati in torrette cosicché possano essere ruotati dalla guida per la preparazione del campione (la cella di prova è asportabile). Il braccio di torsione è provvisto di fermi per permettere la facile regolazione del raggio sul quale agiscono gli anelli dinamometrici.



*Figura 6.2: Apparecchiatura di taglio circolare Bromhead: dettaglio della cella di prova*

Il taglio avviene nel campione posto immediatamente sotto il piatto di carico superiore.



*Figura 6.3: Apparecchiatura di taglio circolare Bromhead: vista laterale e disposizione generale*

Ordinariamente questa apparecchiatura è montata su un supporto apposito a piccola tavola, ma si può usare egualmente su un semplice banco di lavoro.

Si inserisce il campione fra due pietre porose orizzontali dove quella inferiore è collegata ad un basamento rotante, mentre quella superiore è collegata alla testa dell'apparecchio. Le pressioni verticali sotto le quali viene fatto consolidare il campione vengono trasmesse attraverso un sistema di trasmissione di leve dove i cedimenti verticali vengono misurati attraverso un micrometro millesimale posto nella parte superiore dell'apparecchio.

Il campione di terreno che sarà inserito nel provino deve essere vagliato al setaccio #40 (0,425 mm) e deve avere un contenuto d'acqua prossimo al limite di liquidità. Dopo che il provino è stato posizionato nella macchina, esso viene fatto consolidare con una serie di carichi verticali fino a raggiungere il valore di pressione a cui si vuole effettuare la prova di taglio residuo. Durante tutta la prova il campione deve essere sempre immerso in acqua in modo che sia saturo così da eliminare i vuoti d'aria che provocherebbero degli errori nelle misure.

Finita la fase di consolidazione vengono collegati al provino due anelli dinamometrici per misurare la coppia torsionale resistente che si viene a formare dalle forze di taglio sul piano di scorrimento.

La prima fase per la determinazione della resistenza residua è la prova di “taglio veloce”, cioè far compiere almeno un giro completo alla parte inferiore del provino ad una velocità elevata (11,13 mm/min, cioè 15°/min) in modo tale da creare una superficie di rottura in poco tempo.

La seconda fase è la prova di “taglio lento”, cioè la prova per ottenere la resistenza residua, la quale consiste nel far ruotare il provino ad una velocità molto inferiore di quella precedente (0,08944mm/min, cioè 0,12°/min) fino a quando la coppia torsionale è costante cioè fino a quando la resistenza residua ( $\tau_{res}$ ) è costante (la somma dei valori indicati dai misuratori annessi agli anelli precedentemente citati non vari per almeno 10 minuti). Moltiplicando tale somma prima per 0,000944 (valore che sintetizza le costanti dell'apparecchio utilizzato) e poi per 98,1 (dato che i manometri danno l'informazione in kg /cm<sup>2</sup>, mentre noi la vogliamo in kPa) otteniamo il valore della  $\tau$  per quel carico specifico. In esame sono state fatte tre prove di taglio residuo per tre valori di pressione verticale rispettivamente a 25, 50, 100 kPa che nell'apparecchiatura di Bromhead corrispondono a carichi di 1, 2, 4 kg.

Per resistenza residua si intende il valore minimo di tensione tangenziale che una argilla può sopportare, e viene associata allo scorrimento laminare delle particelle di forma appiattita che all'aumentare delle deformazioni si allineano parallelamente alla direzione dello scorrimento.

Dalla curva di involuppo possiamo ricavare l'angolo di attrito residuo ( $\Phi_{res}$ ) che è definito dalla pendenza della curva, cioè dall'arcotangente del coefficiente angolare della retta.

Dal punto di vista teorico, poiché più il terreno è denso più esso è resistente al taglio, all'aumentare della consolidazione ci si aspetta un aumento delle tensioni efficaci e quindi della resistenza al taglio. Questa relazione è stata confermata anche dai dati uscenti dalle prove, in quanto la somma dei valori indicati dai due anelli dell'apparecchio risulta sempre circa nella stessa proporzione dei relativi carichi applicati, cioè tale valore con il carico 50 kPa è il doppio di quello risultante con il carico di 25 kPa e metà di quello con il carico di 100 kPa, con buona approssimazione.

Il valore della resistenza è una misura importante perché misura la resistenza del terreno dopo la rottura e quindi si possono avere indicazioni riguardo a fenomeni, come una frana, in cui una parte di terreno si è staccata e messa in moto.

Inoltre, la resistenza di un materiale non scenda mai sotto il suo valore critico, che è quindi la resistenza minima che possiamo attribuire ad uno specifico terreno. Un terreno, date la sue caratteristiche di granulometria e la sua natura geologica, avrà perciò una resistenza al taglio minima che è quella critica; tale resistenza critica, e quindi l'angolo di attrito critico, sono infatti indipendenti sia dalla tensione che dalla densità. Sia i campioni sciolti che quelli densi convergono tutti verso lo stesso valore "ultimo" di resistenza e dipendono solo dal tipo di terreno considerato; questo stato critico ed unico di un terreno è anche definito come la resistenza al taglio per la quale il terreno si deforma a tensione e volume costante.

## 6.2 LO STATO CRITICO

Il comportamento meccanico dei terreni sabbiosi è funzione del grado di addensamento. Infatti, durante la fase di rottura i singoli grani di un campione di sabbia sciolta si spostano dalla loro configurazione iniziale per raggiungere una configurazione più stabile. All'aumentare delle deformazione l'indice dei vuoti iniziale si riduce progressivamente fino ad un valore critico  $e_{crit}$  corrispondente ad uno stato ultimo raggiunto il quale il materiale può continuare a deformarsi senza variazioni di volume e resistenza (stato critico). La curva sforzi-deformazioni è di tipo incrudente (W).

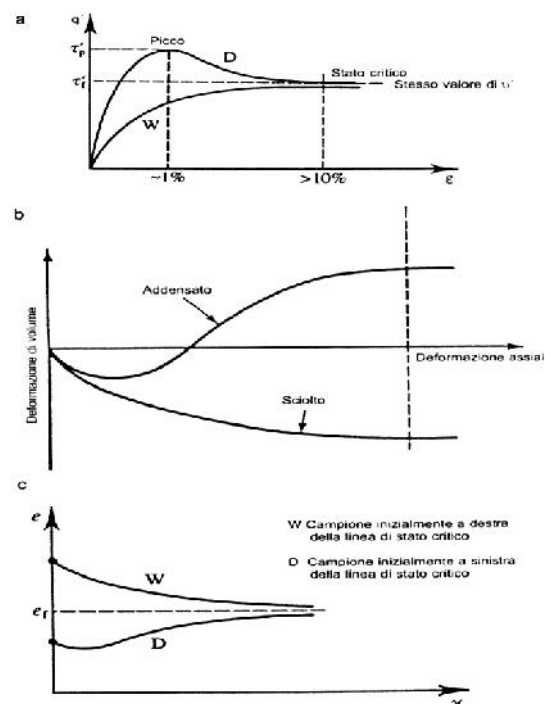


Figura 6.4: Schematizzazione del comportamento sforzi-deformazioni dei terreni.

Nel caso di una sabbia densa, le deformazioni avvengono con un aumento di volume. La resistenza è maggiore di quella di una sabbia sciolta e la curva sforzi-deformazioni è di tipo rammollente (D).

Una volta superato il valore di picco, a causa della dilatazione del terreno si verifica una graduale perdita di resistenza, imputabile ad una diminuzione del grado di mutuo incastro delle particelle, fino al raggiungimento di un valore ultimo (stato critico) che si mantiene costante con le deformazioni.

Il modello di stato critico è basato sulle osservazioni sperimentali della resistenza al taglio: quando un campione di terreno normalconsolidato o sciolto viene tagliato, esso passa attraverso progressivi stadi di snervamento prima di raggiungere la rottura. Lo snervamento continua fino al raggiungimento dell'indice dei vuoti critico, dopo il quale l'indice dei vuoti rimane costante durante le successive deformazioni. In pratica il terreno raggiunge uno stato nel quale la disposizione dei granuli, che lo costituiscono, è tale che durante le successive fasi di taglio non si verificano più cambiamenti di volume. Questo stato può essere considerato come lo stato critico del materiale. In realtà si dovrebbe parlare di "stato ultimo" in quanto il termine "critico" può lasciare intendere che in queste situazioni si verificano condizioni di instabilità, il che è del tutto fuori luogo, trattandosi invece di una situazione in cui il comportamento del terreno è quello di un solido in condizioni di plasticità perfetta (scorrimento plastico duttile senza variazioni di volume). A sua volta, quando viene tagliato un campione di terreno addensato, la sua resistenza raggiunge un picco per poi portarsi verso valori in cui lo sforzo di taglio rimane costante. Inizialmente tale terreno si compatta e poi si dilata fintantoché le deformazioni di volume (e quindi dell'indice dei vuoti) non raggiungono un valore costante, corrispondente al suo stato critico. In pratica si osserva che un terreno con un valore dell'indice dei vuoti più basso di quello corrispondente al valore che compete al suo stato critico si deforma in modo tale da aumentare il suo volume, mentre un terreno con un indice dei vuoti più alto si deforma diminuendo di volume. La diminuzione della resistenza di picco fino a quella residua nelle argille è legata principalmente al fenomeno di dilatanza, al riorientamento delle particelle nella zona di rottura e della distruzione di eventuali legami di cementazione. La resistenza al taglio dipende, a parità di altri fattori, dall'attrito interno fra i grani, che si mobilita nel corso di movimenti relativi tra le particelle e dal loro grado di mutuo incastro, crescente all'aumentare della densità relativa. La dilatanza (e di conseguenza l'angolo di resistenza al taglio) cresce con la densità relativa, ma diminuisce all'aumentare della tensione efficace normale sul piano di rottura. I fattori che influenzano maggiormente il comportamento meccanico di un terreno a grana fine sono il grado di sovraconsolidazione



OCR e le condizioni di drenaggio. Le argille normalconsolidate (o leggermente OC:  $OCR < 2$ ) sottoposte a prove consolidate drenate presentano curve sforzi deformazioni di tipo incrudente; mentre le argille sovraconsolidate manifestano un comportamento rammollente. Lo stato ultimo che viene raggiunto è indipendente dal valore di OCR. Il Criterio di Mohr-Coulomb per un terreno a grana fine normalconsolidato si riduce a :

$$\tau_R = \sigma'_n \cdot \text{tg } \varphi'$$

Mentre per un terreno a grana fine sovraconsolidato il contributo di natura coesiva non è nullo:  $\tau_R = c' + \sigma'_n \cdot \text{tg } \varphi'$

In condizioni non drenate la resistenza di un terreno a grana fine può essere espressa mediante il Criterio di Tresca:  $\tau_R = C_U$

In corrispondenza dello stato critico (per spostamenti relativi dell'ordine dei 10 mm o deformazioni di taglio dell'ordine del 10%) i movimenti delle particelle che ricadono nella zona di taglio sono essenzialmente turbolenti e comportano, sia nel caso dell'argilla sia nel caso della sabbia, rotazioni e scorrimenti fra le particelle. In corrispondenza di spostamenti relativi più elevati le deformazioni tendono a localizzarsi in zone di intense deformazioni distorsionali ed il valore di tensione tangenziale che l'argilla può sostenere diminuisce. Il valore minimo della tensione tangenziale che l'argilla può sopportare si ottiene per grandi spostamenti relativi e viene detto resistenza residua. La resistenza residua è associata allo scorrimento laminare delle particelle argillose, di forma appiattita, che al progredire della deformazione si allineano parallelamente alla direzione dello scorrimento. Per i terreni come le sabbie le cui particelle sono di forma arrotondata, la condizione di flusso laminare non può realizzarsi e la resistenza residua coincide con quella critica.

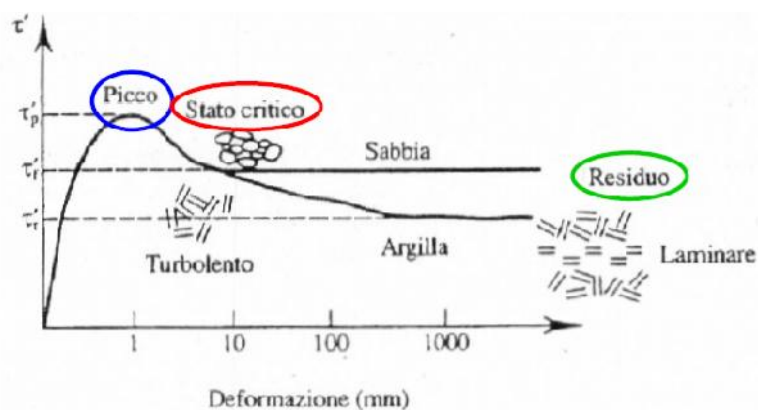


Figura 6.5: Andamento curva sforzi-deformazione dei terreni con l'indicazione delle diverse resistenze mobilizzabili in funzione dell'entità delle deformazioni.

Un'argilla rammollente, presenta:

$c' = 0$  e  $\varphi'_R < \varphi'_{cr} < \varphi'_p$  in condizioni residue;

$c' = 0$  e  $\varphi'_{cr} < \varphi'_p$  in stato critico;

$c' \neq 0$  e  $\varphi' = \varphi'_p$  in condizioni di picco;

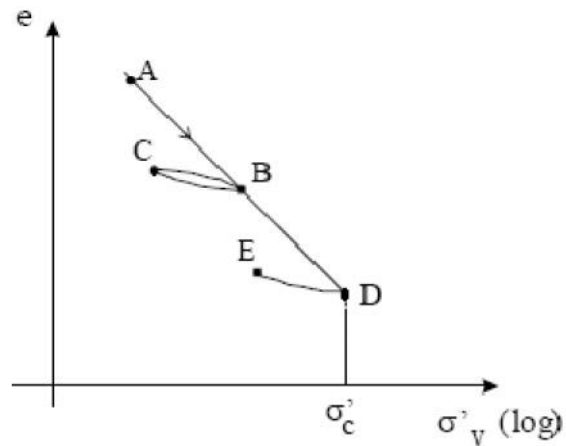
Il picco di tensione tangenziale viene in genere raggiunto per deformazioni di taglio dell'ordine del 1%, mentre lo stato ultimo viene raggiunto per deformazioni di taglio dell'ordine del 10%. Il picco di tensione tangenziale si ottiene in corrispondenza di un valore di deformazione per il quale è massimo anche il valore di dilatanza. Allo stato ultimo il terreno continua a distorcersi (cioè a subire deformazioni di taglio) senza ulteriori variazioni di tensioni tangenziale, tensione normale o indice dei vuoti (cioè si deforma senza ulteriori variazioni del suo stato). Questo stato ultimo (o critico) è indipendente dallo stato iniziale del terreno. I valori della tensione tangenziale ultima o critica di due terreni il cui stato si trovi a destra e a sinistra della linea di stato critico sono uguali fra loro; i due terreni hanno la stessa resistenza  $t_f$ , la stessa tensione efficace  $s_f$ , lo stesso indice dei vuoti  $e_f$ . Ciò può spiegarsi immaginando che prima di raggiungere le condizioni di stato critico il terreno sia sottoposto a deformazioni rilevanti tali da rimaneggiarlo completamente.

In altre parole, a causa delle elevate deformazioni distorsionali, il terreno dimentica la sua condizione iniziale ed è ragionevole supporre che questo nuovo terreno, completamente rimaneggiato, raggiunga uno stato critico che è indipendente dalla sua condizione iniziale. Bisogna essere però sicuri che le condizioni raggiunte al termine della prova siano effettivamente quelle di stato critico. Per affermare che le condizioni di stato critico sono state raggiunte è necessario che il terreno continui a deformarsi senza successive variazioni del suo stato (e cioè una tensione deviatorica costante, una tensione media efficace costante ed un indice dei vuoti costante) ed in condizioni di flusso turbolento. Questo significa che se le tensioni o le pressioni interstiziali non hanno ancora raggiunto una condizione stazionaria o se si osservano ancora variazioni di volume, il provino non ha raggiunto le condizioni di stato critico.

In corrispondenza di spostamenti relativi più elevati, tuttavia, le deformazioni tendono a localizzarsi in zone di intense deformazioni distorsionali ed il valore di tensione tangenziale che un'argilla può sostenere diminuisce. Tale valore minimo si ottiene per spostamenti

relativamente elevati ed è la resistenza residua. Nel caso dei materiali granulari invece la condizione di flusso laminare non può realizzarsi e la resistenza residua coincide con la resistenza ultima.

Il meccanismo di deformazione volumetrica dei terreni, cioè la riorganizzazione spaziale delle particelle, rende conto della non linearità della deformazione volumetrica stessa. Nel ciclo di scarico e ricarico BC il terreno è molto più rigido (cioè manifesta variazioni di volume minori) che nel corso del primo carico AB.



*Figura 6.6: Curva di compressibilità; variazione dell'indice dei vuoti con la pressione verticale efficace*

Quindi è evidente che, una volta che le particelle si sono riorganizzate in un assetto

spaziale più compatto, non possono poi tornare nella configurazione iniziale, meno compatta all'atto della rimozione dei carichi applicati.

La linea di stato critico è sempre stata tracciata come una retta passante per l'origine. Questo significa che la coesione  $c = 0$  e che, in condizioni di stato critico, il terreno è privo di resistenza se le tensioni normali efficaci sono nulle. Se le particelle che costituiscono il terreno fossero cementate fra loro ci si potrebbe aspettare una coesione intercetta; tuttavia le deformazioni richieste per raggiungere le condizioni di stato critico sono in genere sufficientemente elevate da rompere i legami di cementazione tra le particelle qualora fossero presenti.

Nel caso di progettazione di opere strutturali, è necessario considerarne la stabilità, dalla fine della costruzione fino alla fine del periodo di vita ipotizzato. Durante l'esecuzione all'interno del terreno si può originare un eccesso di pressione interstiziale che viene dissipata gradualmente nel tempo fino a raggiungere un nuovo equilibrio. Un campione normalconsolidato tende ad avere un comportamento incrudente e pertanto la resistenza al taglio drenata è più grande di quella non drenata. Pertanto tutti i campioni classificabili come wet, cioè che hanno un contenuto d'acqua più grande di quello allo stato critico al medesimo sforzo  $p'$ , aumentano la loro resistenza con il tempo e le verifiche più sfavorevoli sono quelle effettuate a breve termine.

Un campione sovraconsolidato, invece, ha una resistenza al taglio maggiore quando viene provato in condizioni non drenate ed una resistenza molto minore quando con il tempo ha la tendenza al rigonfiamento e quindi al rammollimento. Pertanto tutti i campioni classificabili come dry, che cioè hanno un contenuto d'acqua più piccolo di quello allo stato critico al medesimo sforzo  $\sigma'$ , diminuiscono la loro resistenza con il tempo e le verifiche più sfavorevoli sono quelle effettuate a lungo termine.

Nel caso di terreni sovra consolidati, dunque, la resistenza di picco può essere tenuta in conto solo se si è certi che l'espansione volumetrica può essere impedita. In caso contrario, se cioè durante la vita dell'opera il terreno possa espandersi e quindi rammollire, per le verifiche a lungo termine occorre utilizzare la resistenza allo stato critico piuttosto che quella di picco.

Si è visto poi che, nei terreni argillosi, i minerali, a forma lamina, per grandi deformazioni possono ruotare e allinearsi parallelamente alle zone di taglio createsi. Questa resistenza residua risulta pertanto molto bassa ed è caratterizzata da valori di coesione nulli ed angolo d'attrito sensibilmente inferiore rispetto a quello dello stato critico. Questo tipo di resistenza va tenuta in conto solo quando si è in presenza di grandi spostamenti relativi nell'intorno di superfici di scorrimento.

Pertanto, nel caso di pendii instabili, i parametri di stato critici sono appropriati per descrivere la resistenza del primo movimento, mentre i parametri residui sono appropriati nel caso di precedenti superfici di scivolamento che vengano successivamente rimobilizzate.

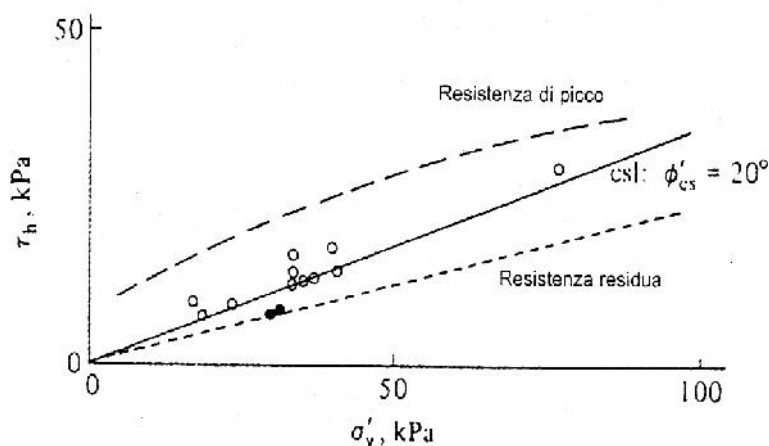


Figura 6.7: Resistenza di picco, linea di stato critico e resistenza residua di un terreno sovraconsolidato

Riassumendo, si può dire che sono stati individuati tre tipi di resistenza, ciascuna appropriata per il grado di deformazione raggiunto:

- Resistenza di picco ( $c'$  e  $f'$ ), nel caso di piccole deformazioni per terreni sovraconsolidati;

- Resistenza allo stato critico ( $f_c'$ ), nel caso di deformazioni che portino il campione alla rottura sulla linea di stato critico, sia nel caso di terreni NC, sia di terreni OC;
- Resistenza residua ( $f_{res}'$ ), per grandi deformazioni lungo superfici di scivolamento, nel caso di terreni argillosi.

## 6.3 RISULTATI TAGLIO ANULARE DEI CAMPIONI ANALIZZATI

### 6.3.1 CAMPIONE SECCO

Il processo di consolidazione del terreno che precede quello del taglio veloce è molto breve. In questo tipo di terreno si assiste ad un semplice riassetamento dei grani, compatibilmente con la tensione applicata, in modo da diminuire il volume dei vuoti interstiziali.

$\sigma$ (Kpa)	$\tau$ residuo( $v=0.089$ ) (kN/mq)							
	Buttoli	Montona	Rosazzo	Fantoni S8	Fantoni S10	Fantoni S12	Castiglione dei pepoli	Val di Sambro
25	18.82				20.19	19.91	19.08	20.88
50	39.08				39.91	39.82	35.56	40.09
100	78.25				80.01	78.99	67.97	77.97

Tabella 6.1:  $\tau$  residuo campione secco,  $v=0.089$

	Buttoli	Montona	Rosazzo	Fantoni S8	Fantoni S10	Fantoni S12	Castiglione dei pepoli	Val di Sambro
$\phi_r$ medio	37.08				38.73	38.46	35.66	38.84

Tabella 6.2:  $\phi_r$  residuo campione secco,  $v=0.089$

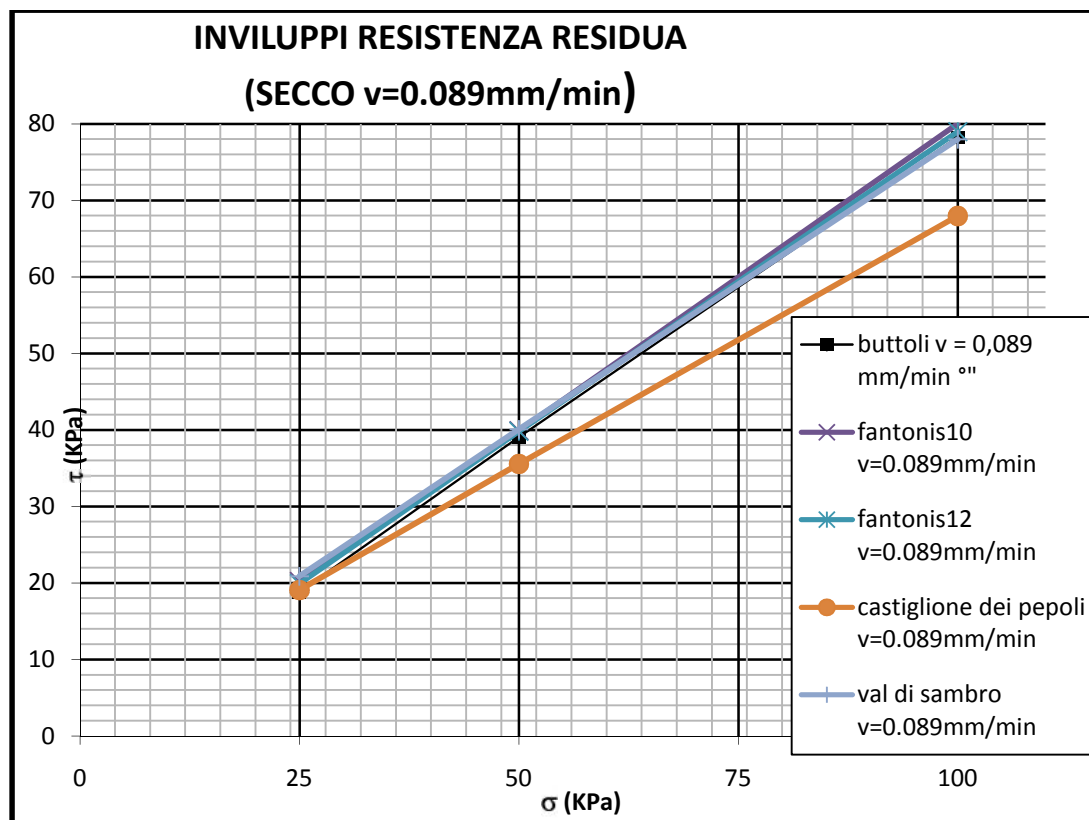


Grafico 6.1: Inviluppi resistenza residua,  $v=0.0089$

$\sigma$ (Kpa)	$\tau$ residuo( $v=0.0$ ) (kN/mq)							
	Buttoli	Montona	Rosazzo	Fantoni S8	Fantoni S10	Fantoni S12	Castiglione dei pepoli	Val di Sambro
25	18.98				19.54	19.77	17.73	20.28
50	37.78				38.62	38.99	33.34	22.59
100	75.84				77.33	77.97	65.01	76.4

Tabella 6.3:  $\tau$  residuo campione secco,  $v=0$

	Buttoli	Montona	Rosazzo	Fantoni S8	Fantoni S10	Fantoni S12	Castiglione dei pepoli	Val di Sambro
$\varphi_r$ medio	37.15				38.8	38.07	34.02	33.58

Tabella 6.4:  $\varphi$  residuo campione secco,  $v=0$

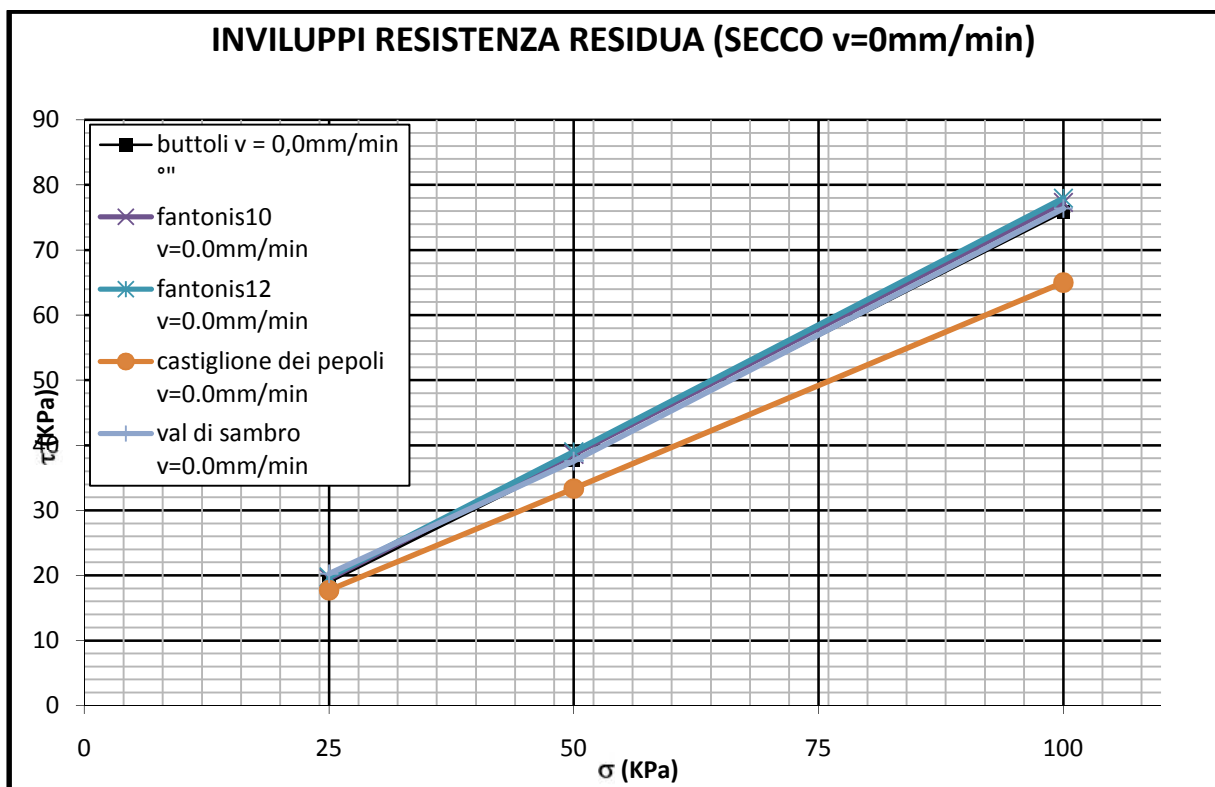


Grafico 6.2: Inviluppi resistenza residua,  $v=0$

### 6.3.2 CAMPIONE UMIDO

In un terreno umido la consolidazione sotto carichi verticali comporta una variazione di volume dovuta principalmente alla diminuzione dell'indice dei vuoti conseguente all'espulsione di acqua e aria contenuta negli spazi interstiziali. Il raggiungimento dello stato residuo corrisponde all'acquisizione, da parte delle particelle allungate di argilla, di una disposizione parallela allo scorrimento. Nel piano di scorrimento creato dal taglio veloce, le particelle umide di argilla si dispongono in modo parallelo. La presenza di una elevata quantità d'acqua permette alle particelle di scivolare una sull'altra diminuendo significativamente il valore di resistenza allo sforzo misurato. Per tutta la durata della prova il campione è rimasto immerso in acqua per evitare l'essiccazione.



$\sigma$ (Kpa)	$\tau$ residuo( $v=0.089$ ) (kN/mq)							
	Buttoli	Montona	Rosazzo	Fantoni S8	Fantoni S10	Fantoni S12	Castiglione dei pepoli	Val di Sambro
25	7.22	13,5	13	13,59	13,31	13,78	13,56	12,41
50	11.48	25,5	25,5	24,92	20,3	29,92	29,82	23,61
100	20.37	50	50	43,9	33,23	43,9	50,19	46,21

Tabella 6.5:  $\tau$  residuo campione umido,  $v=0.089$

	Buttoli	Montona	Rosazzo	Fantoni S8	Fantoni S10	Fantoni S12	Castiglione dei pepoli	Val di Sambro
$\varphi_r$ medio	13.52	27,32	27,02	26,24	22,83	29,84	29,78	25,49

Tabella 6.6:  $\varphi$  residuo campione umido,  $v=0.089$

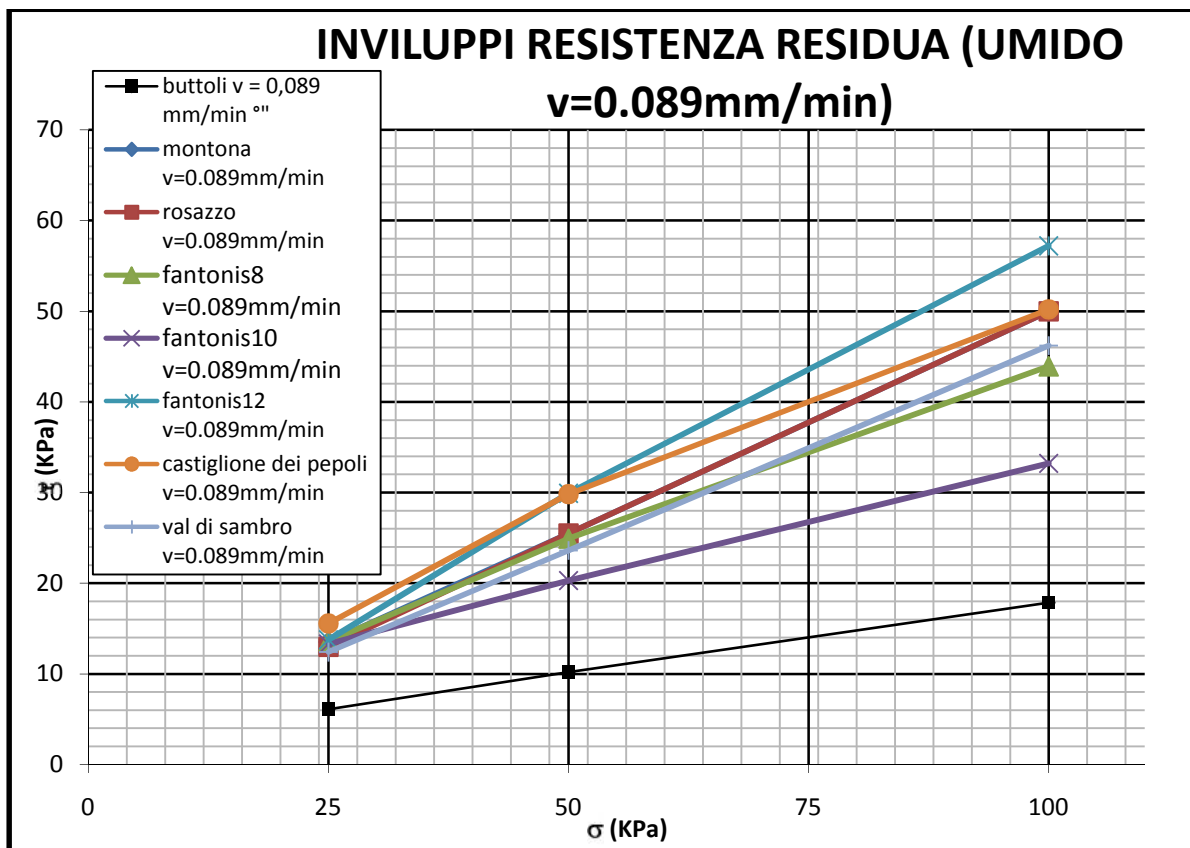


Grafico 6.3: Inviluppi resistenza residua,  $v=0.089$

$\sigma$ (Kpa)	$\tau$ residuo( $v=0.0$ ) (kN/mq)							
	Buttoli	Montona	Rosazzo	Fantoni S8	Fantoni S10	Fantoni S12	Castiglione dei popoli	Val di Sambro
25	5.92				12.29	12.92	13.01	11.85
50	9.91				19.09	28.58	26.39	22.41
100	17.23				30.78	55.82	45.28	44.45

Tabella 6.7:  $\tau$  residuo campione umido,  $v=0$

	Buttoli	Montona	Rosazzo	Fantoni S8	Fantoni S10	Fantoni S12	Castiglione dei popoli	Val di Sambro
$\phi_r$ medio	11.44				21.39	28.76	26.56	24.49

Tabella 6.8:  $\phi_r$  residuo campione umido,  $v=0$

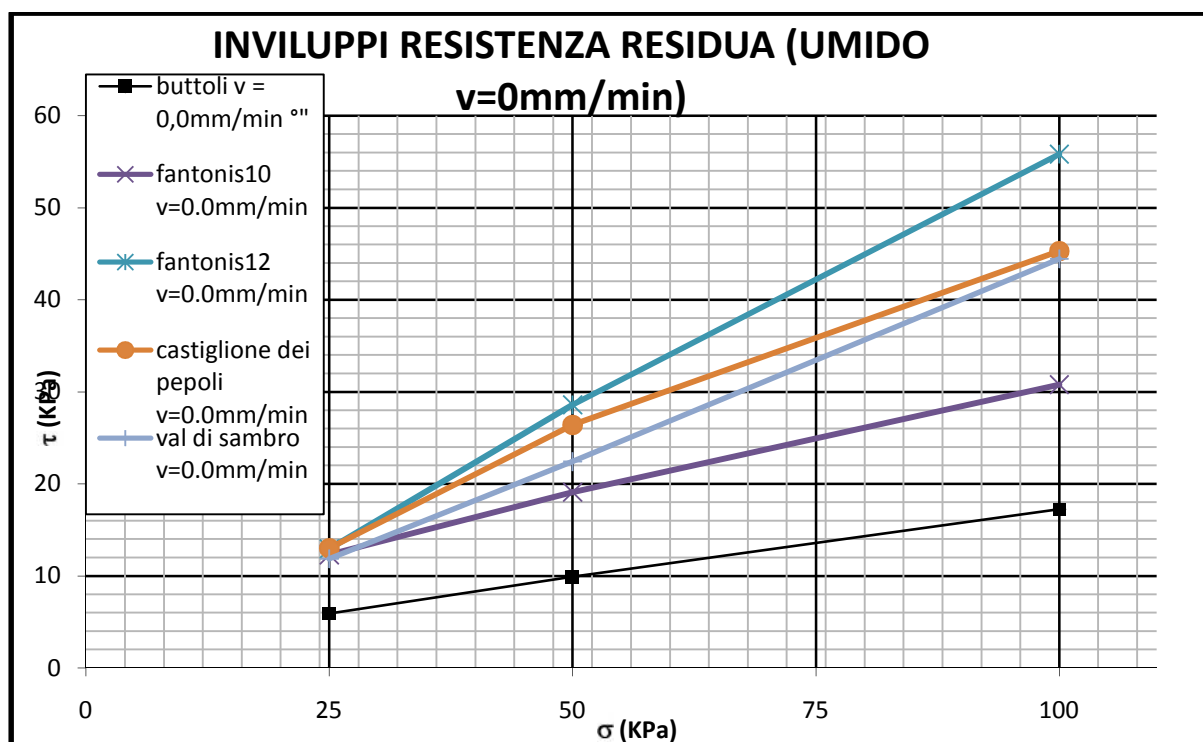


Grafico 6.4: Inviluppi resistenza residua,  $v=0$

Durante le prove per la determinazione della resistenza residua minima ( $a v = 0$  mm/min) il campione, dopo aver raggiunto lo stato residuo a velocità 0,089 mm/min, viene lasciato libero di raggiungere un equilibrio minimo in assenza di sforzi tangenziali (spegnimento dell'apparecchio). In queste condizioni la resistenza del terreno diminuisce stabilizzandosi su un valore che indica la resistenza minima. Il raggiungimento dello stato residuo corrisponde al raggiungimento, da parte delle particelle allungate di argilla, di una disposizione parallela allo scorrimento. Nel piano di scorrimento creato dal taglio veloce, cioè, le particelle umide di argilla si dispongono in modo parallelo. La presenza di un'elevata quantità di acqua permette alle particelle di scivolare una sull'altra diminuendo significativamente il valore di resistenza allo sforzo misurato. Si può notare infatti dai grafici di cui sopra che i valori di resistenza residua per il terreno secco studiato sono più elevato rispetto a quelli determinati nel terreno umido.

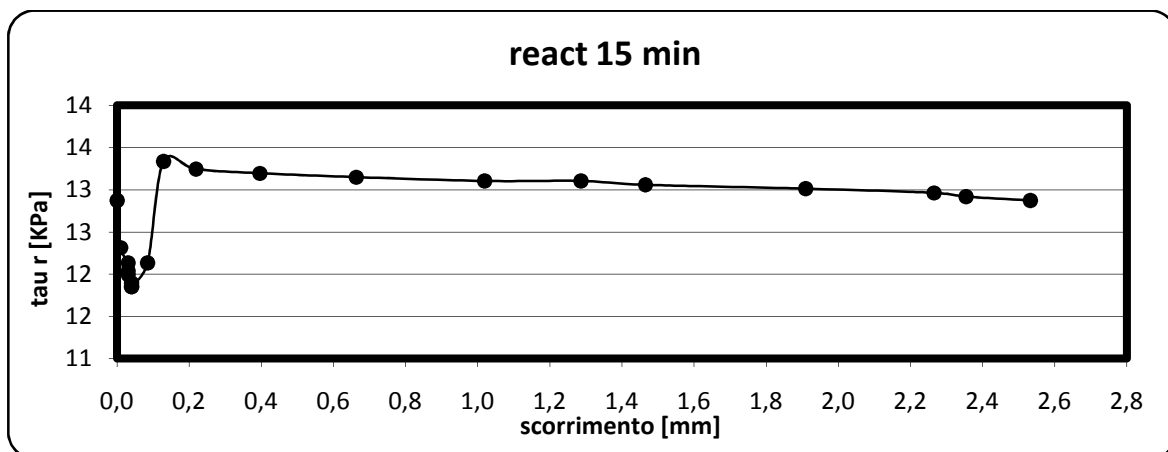
L'acqua ha, quindi, un ruolo importantissimo nel determinare la resistenza di un terreno argilloso. Un terreno umido offre una resistenza minore rispetto ad uno secco in quanto le molecole d'acqua permettono alle particelle di poter scivolare l'una sull'altra diminuendo sensibilmente l'attrito tra le superfici esterne del materiale. Contenuto di argilla (CF) e di sabbia (SF) sono indici importanti per determinare la resistenza. Un maggior contenuto di argilla permette al terreno di poter adsorbire una quantità di acqua maggiore riducendo di conseguenza la resistenza. La forma allungata delle particelle di argilla, a differenza di quelle sabbiose, consente, inoltre, di assumere una disposizione parallela alla direzione del taglio riducendo l'attrito meccanico tra le superfici; quest'ultimo è la causa principale dell'aumento di resistenza nei terreni secchi.

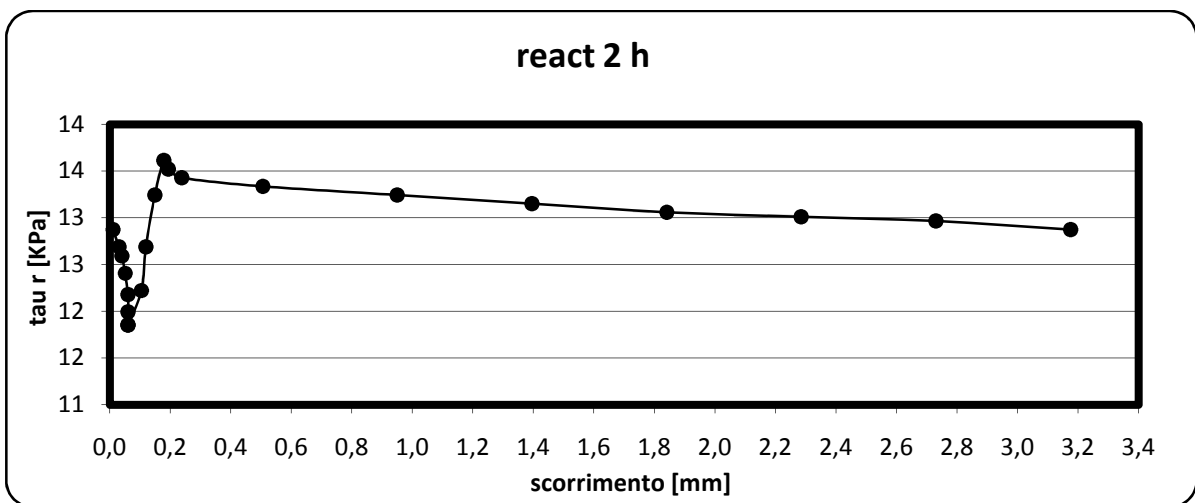
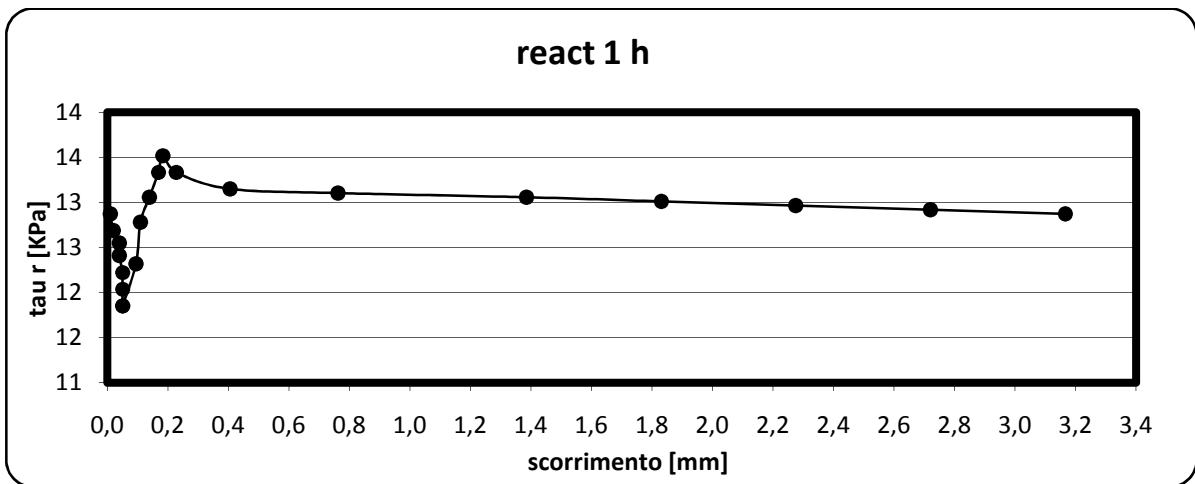
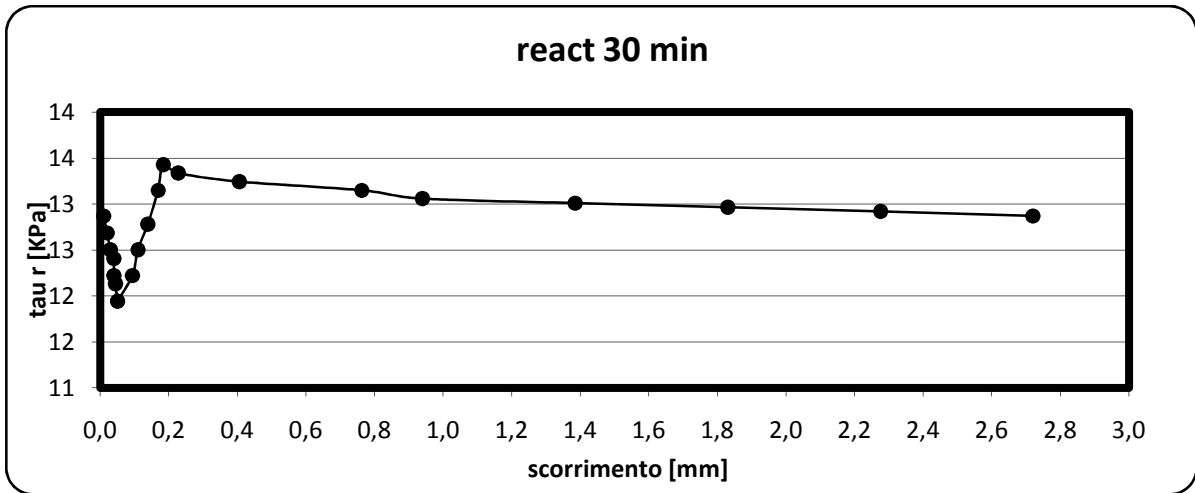
Si nota infine come l'angolo di inviluppo della resistenza residua decresce in modo significativo nei terreni umidi rispetto a quelli secchi.

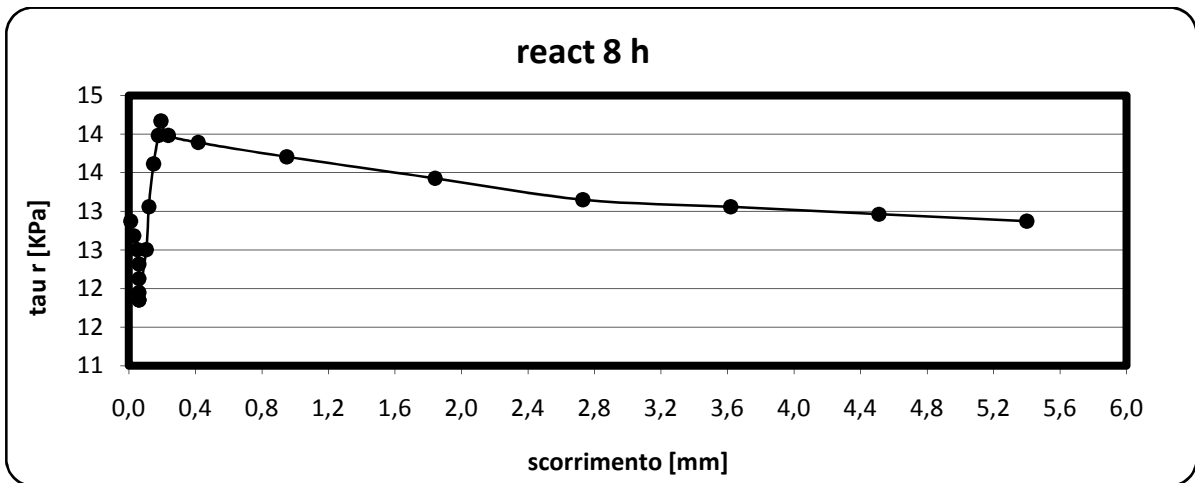
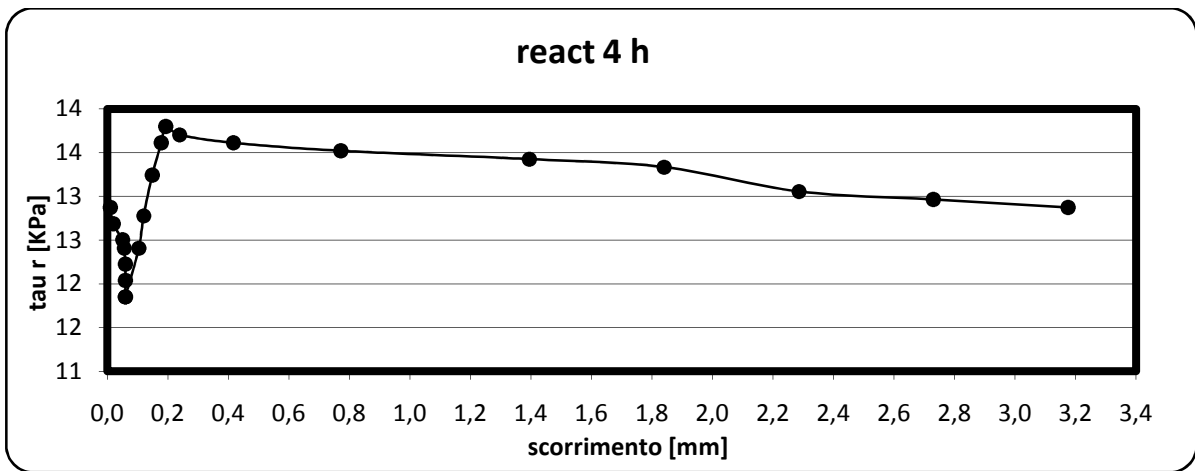
## 6.4 RISULTATI PROVE DI RIATTIVAZIONE

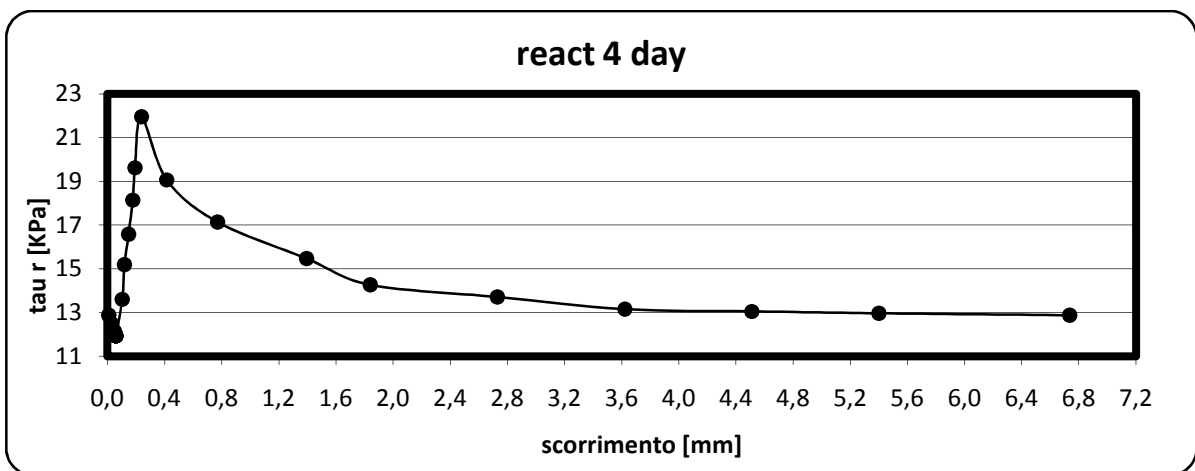
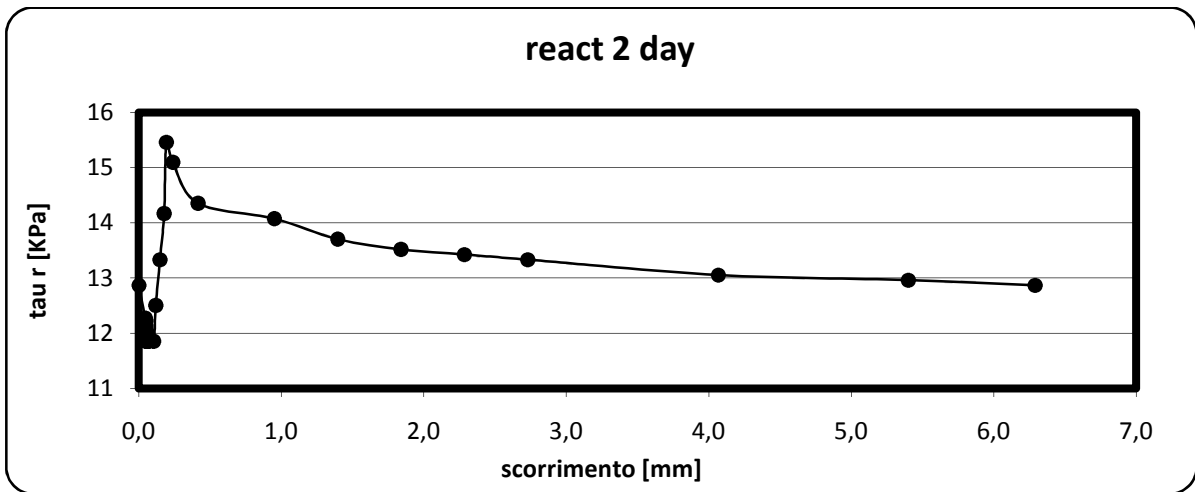
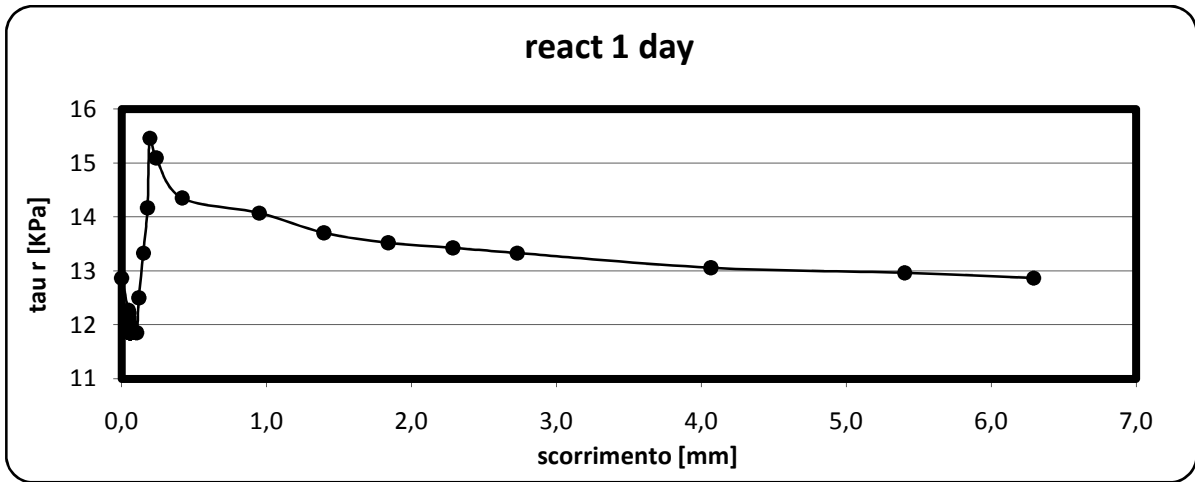
Le prove di riattivazione servono per determinare il recupero di resistenza mobilizzata in sito lungo una preesistente superficie di scorrimento o di frana. Queste sono state eseguite sempre con la macchina di taglio anulare in cui il campione veniva lasciato invecchiare, con tempi variabili dai 15 minuti ai 30 giorni, ma anche fino ai 7 mesi con una tensione di 100Kpa, per poi essere riattivato con una velocità di scorrimento pari a quella di taglio lento, cioè di 0,089 mm/min (0,12°/min). La tensione verticale è variabile nel campo di tensione tra 25 e 100Kpa. Durante il periodo di invecchiamento doveva rimanere costante il valore della resistenza residua e questo comportava che periodicamente dovevano essere ripristinati i valori degli anelli dinamometrici di contrasto attraverso una manovella collegata alla parte inferiore del provino. Questa tendenza a perdere resistenza era dovuta al fatto che si verificavano degli scorrimenti deviatorici che venivano misurati con un micrometro. Nella riattivazione viene misurato il recupero di resistenza attraverso dei picchi di resistenza che avvenivano per scorrimenti molto piccoli, e all'aumentare di questi, il valore degli anelli dinamometrici tornava al valore della resistenza residua che era stata trovata con le prove di taglio lento.

### 6.4.1 ESEMPI DI INVECCHIAMENTO E RIATTIVAZIONE (VAL DI SAMBRO 25 KPa)









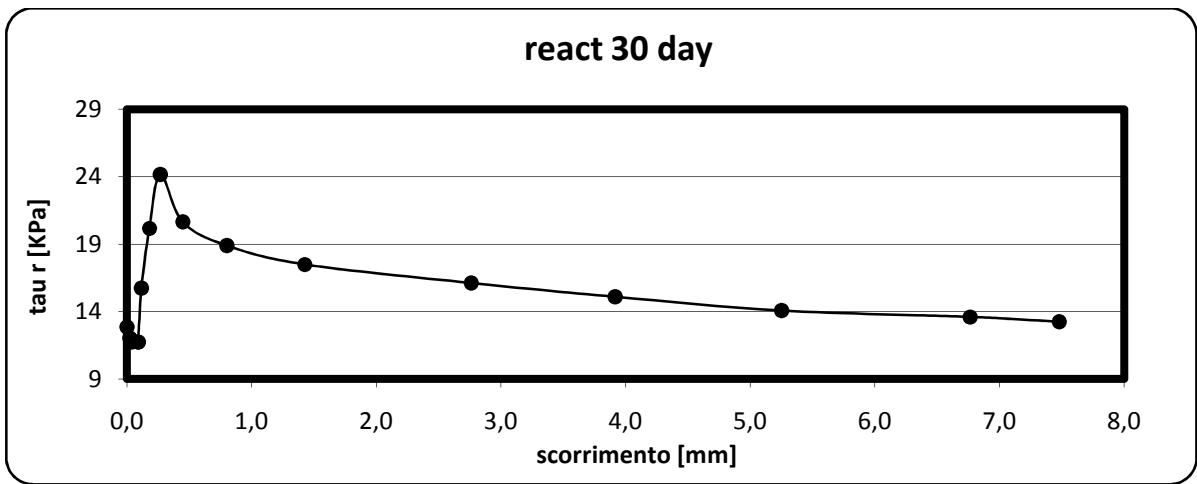
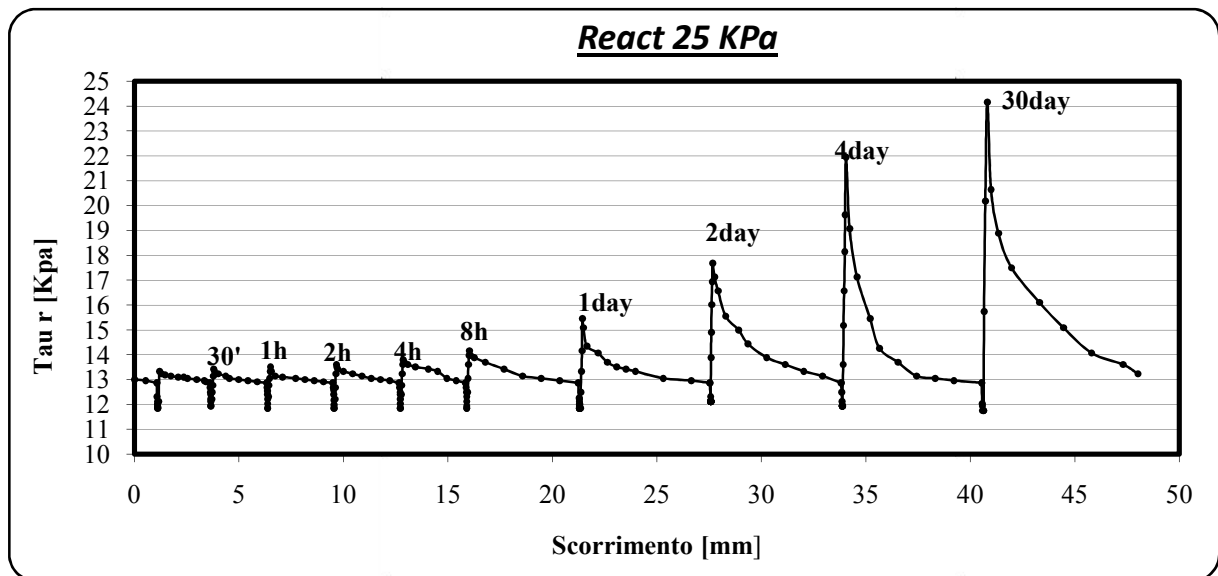
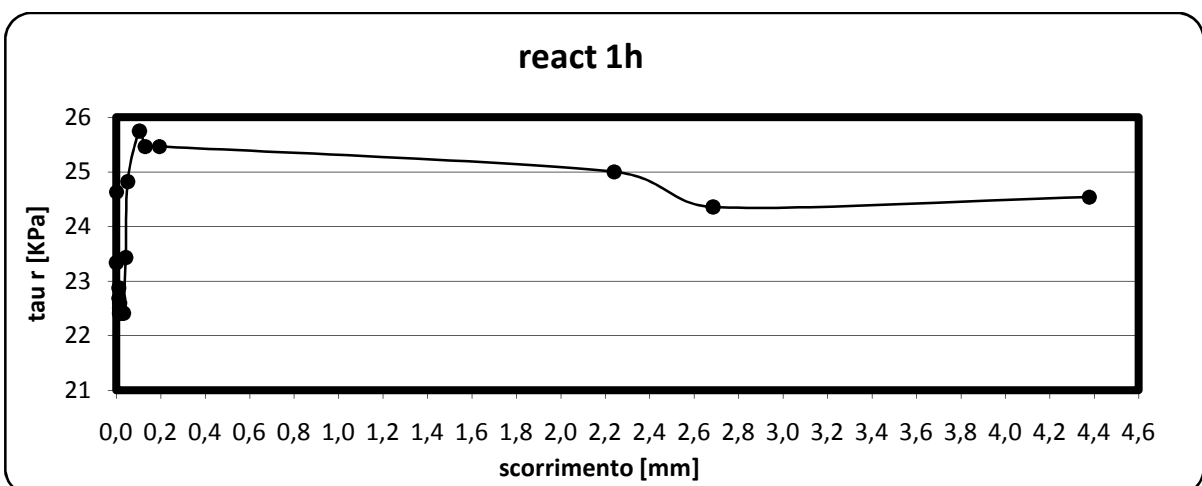
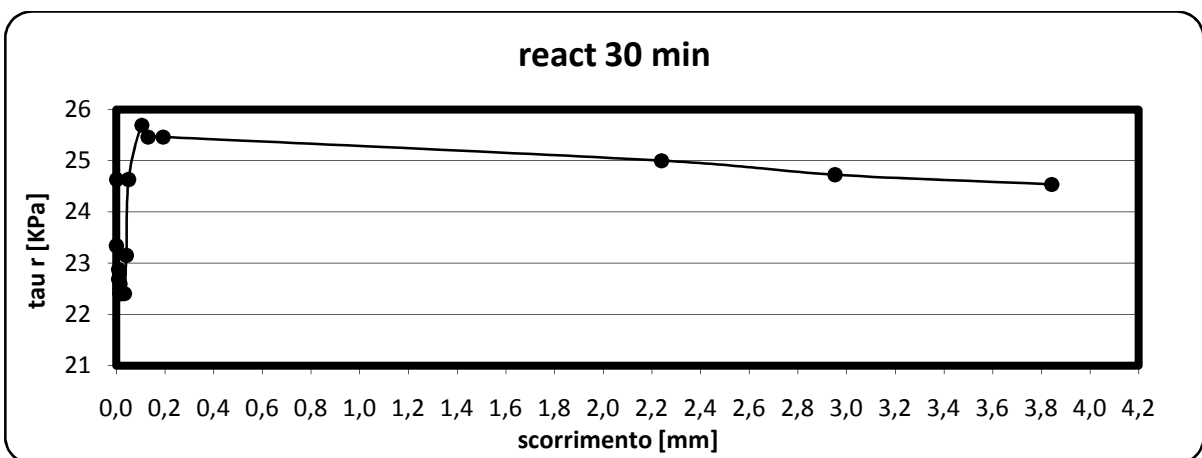
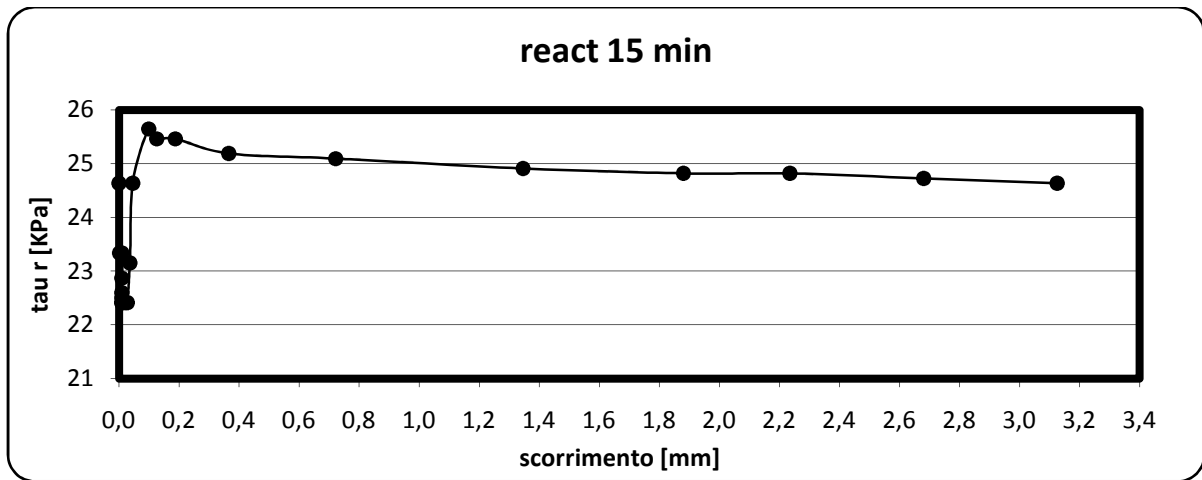


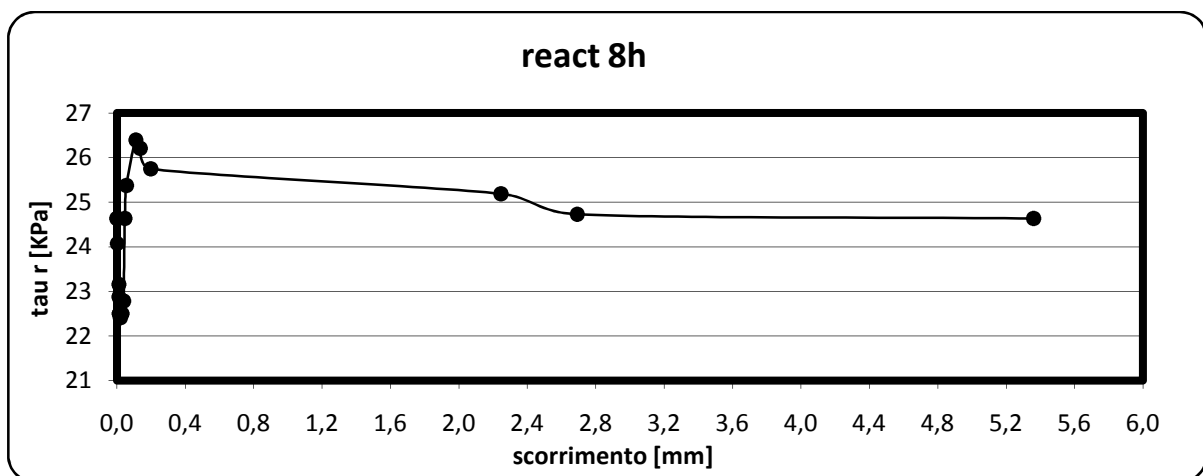
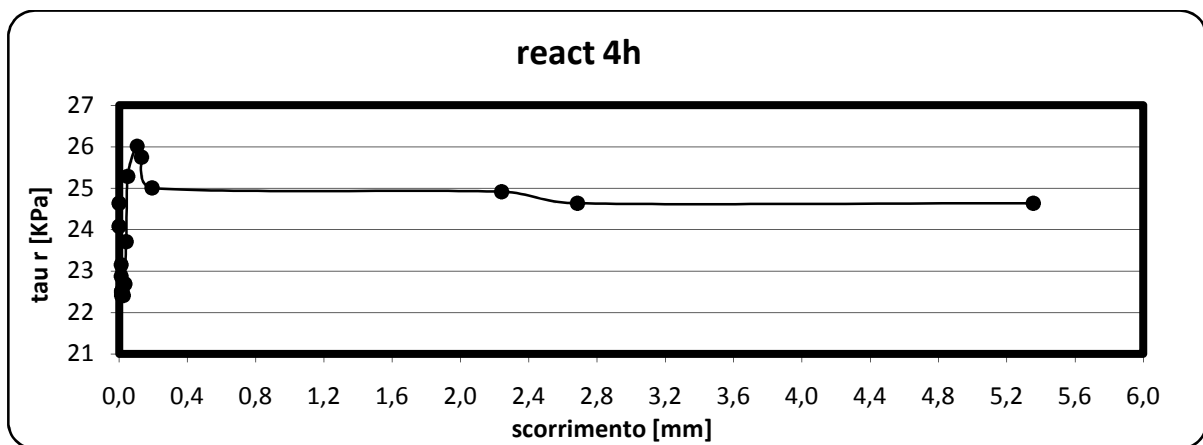
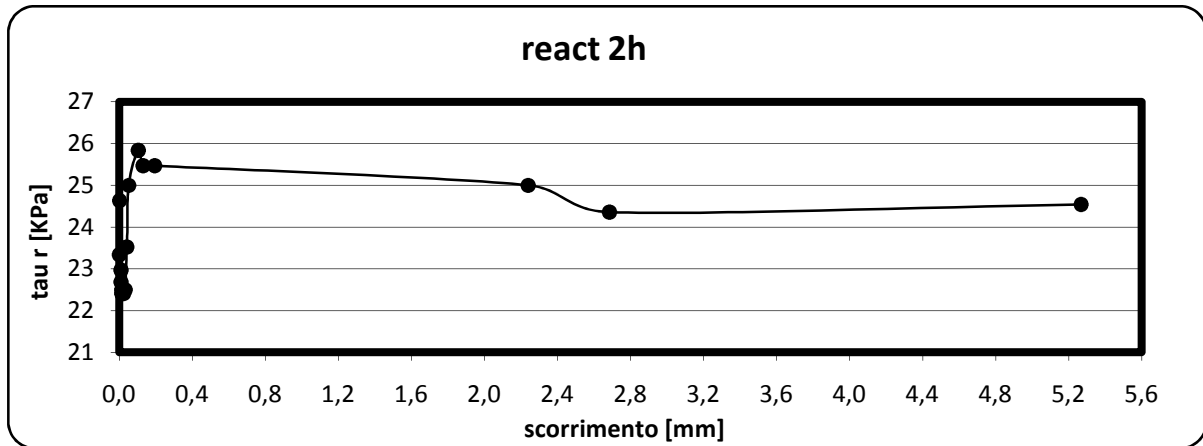


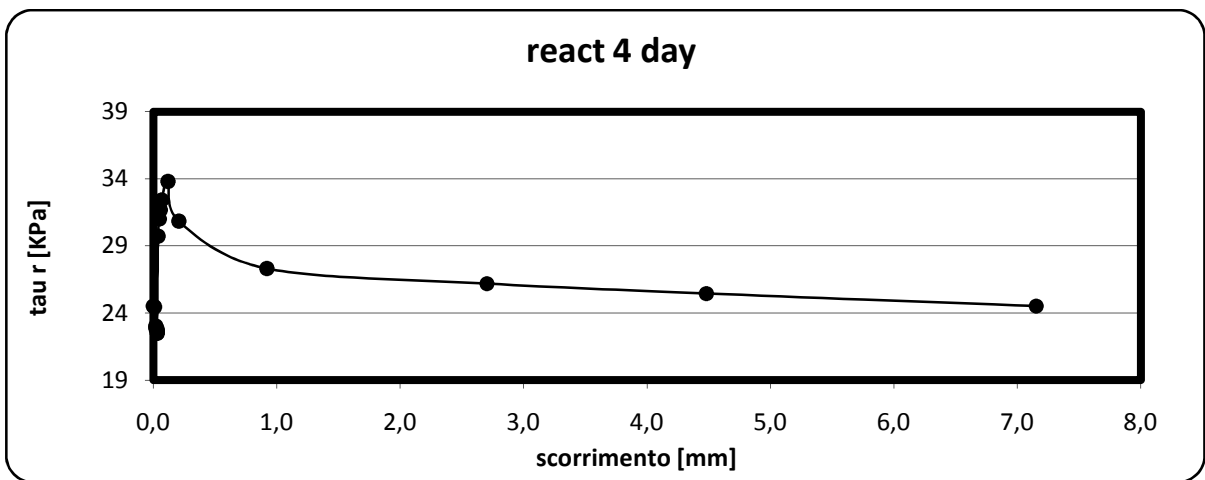
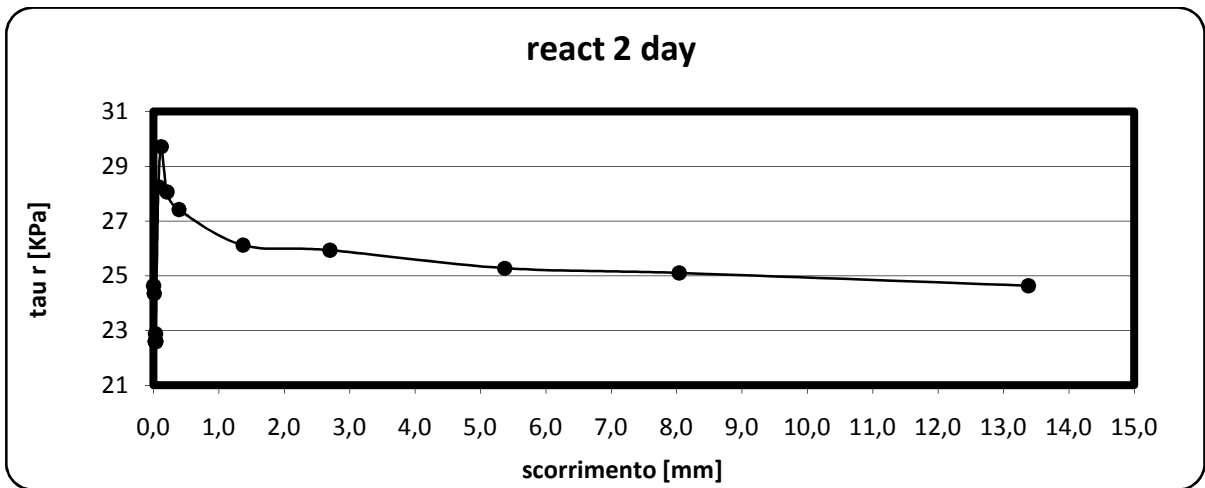
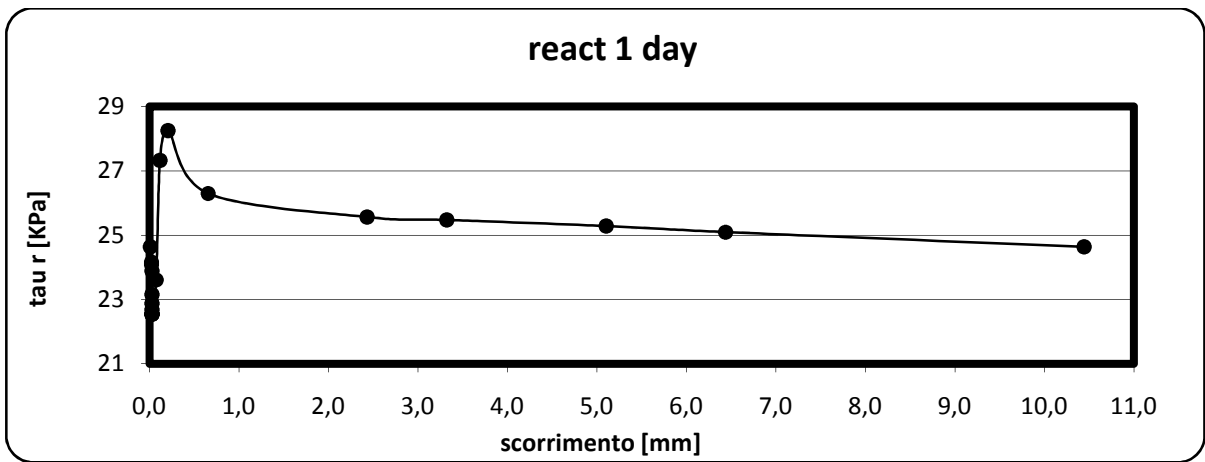
Grafico riassuntivo che descrive l'andamento della resistenza residua tau per il tempo di invecchiamento totale in funzione dello scorrimento:



6.4.2 ESEMPI DI INVECCHIAMENTO E RIATTIVAZIONE (VAL DI SAMBRO 50 KPa)







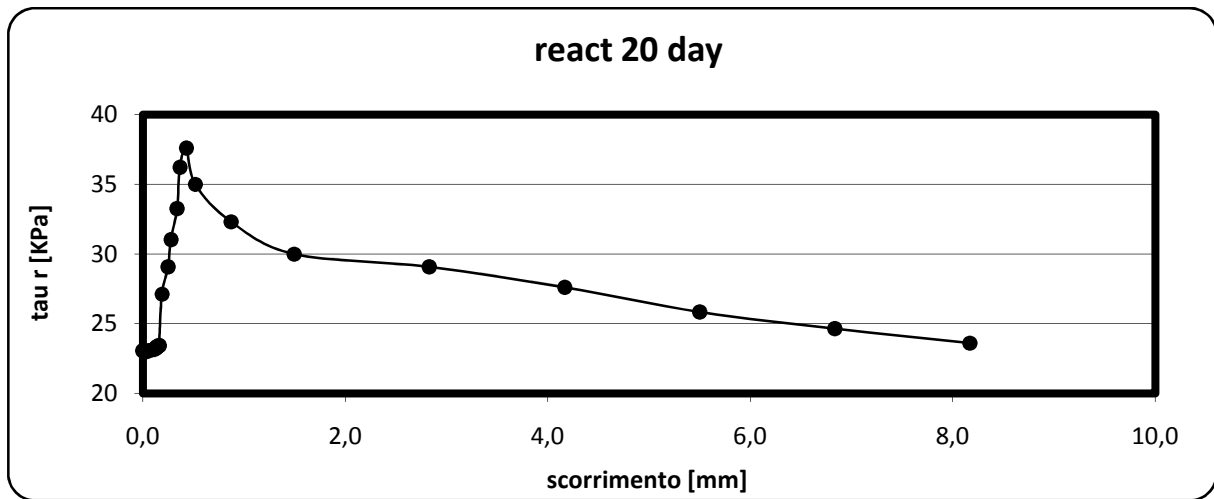
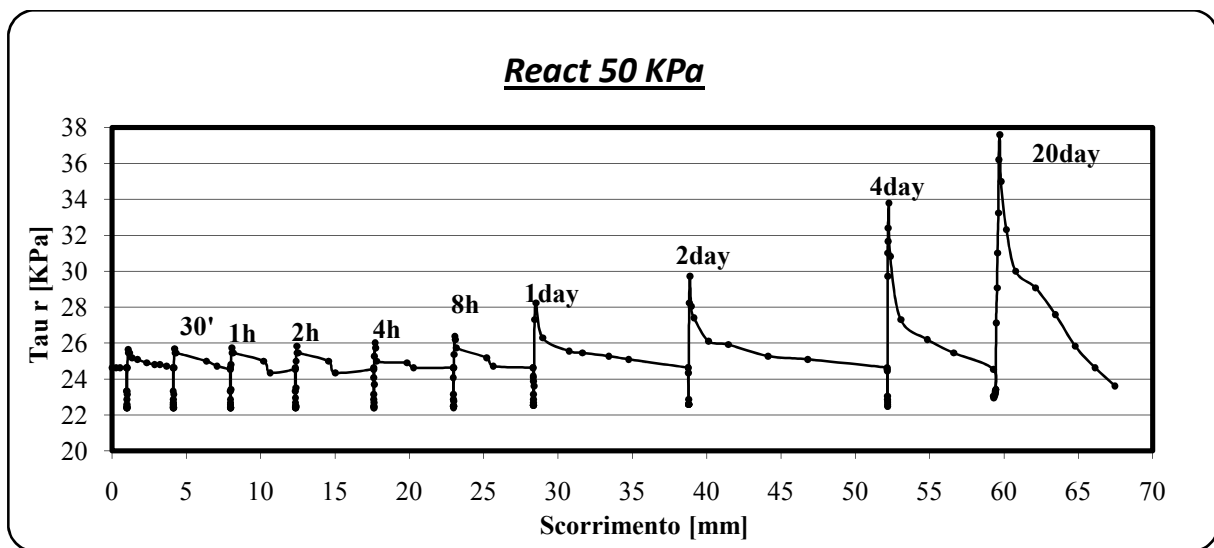
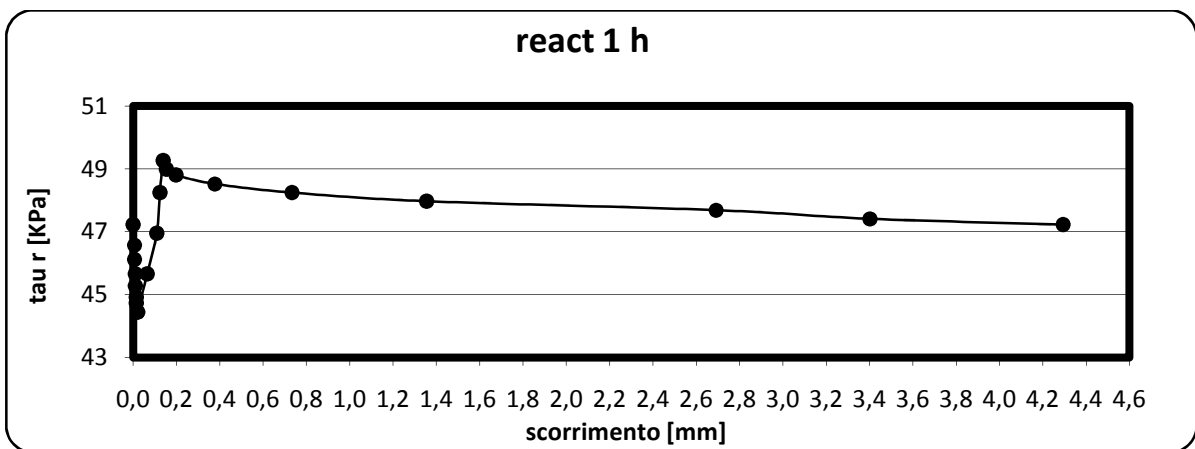
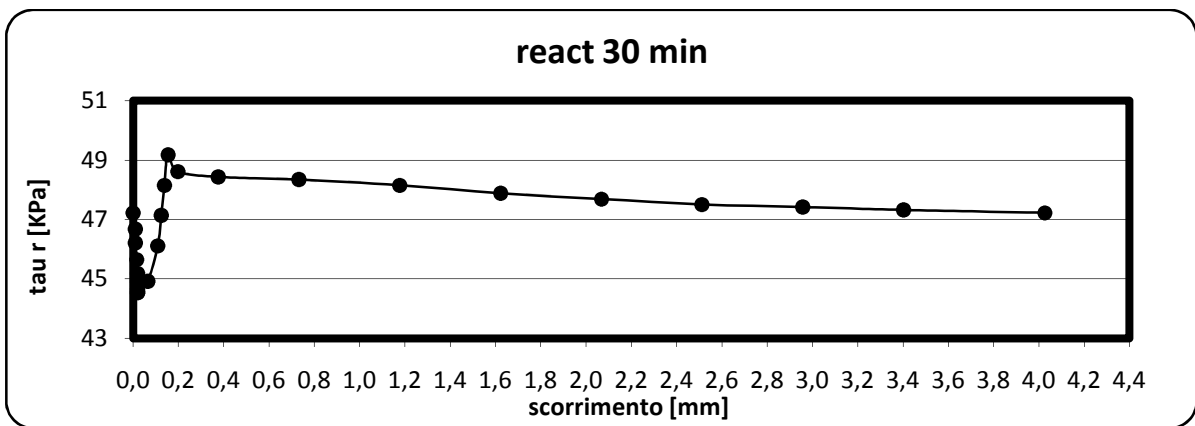
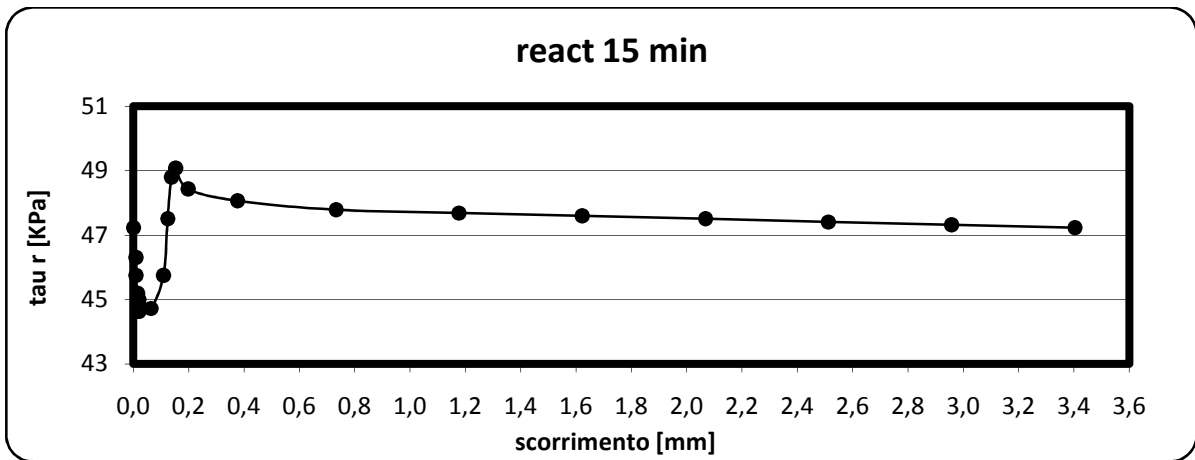


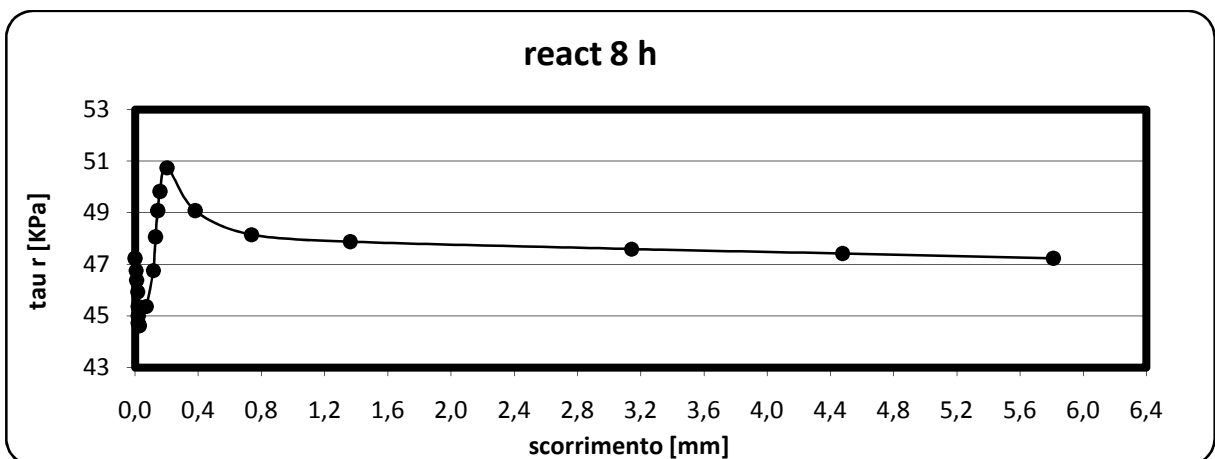
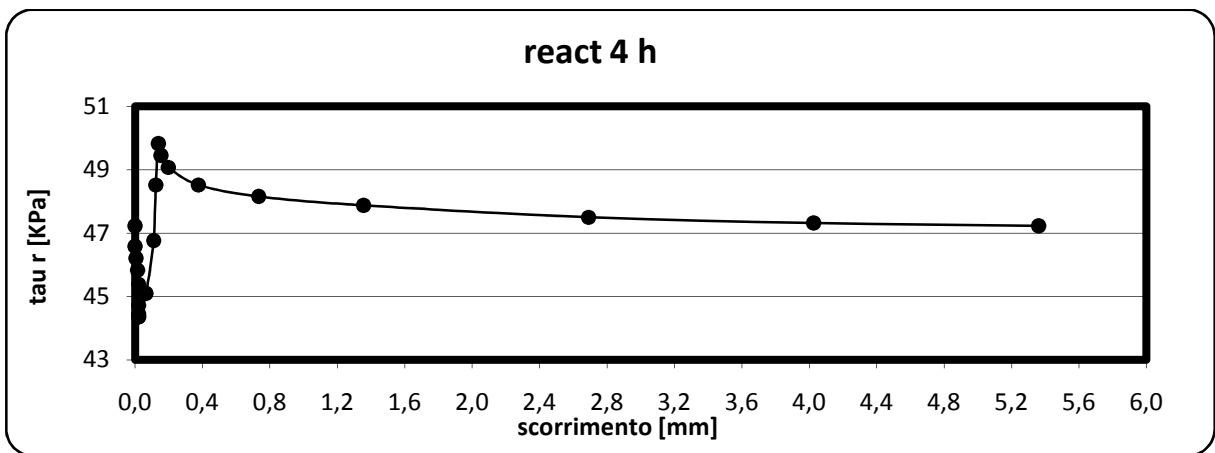
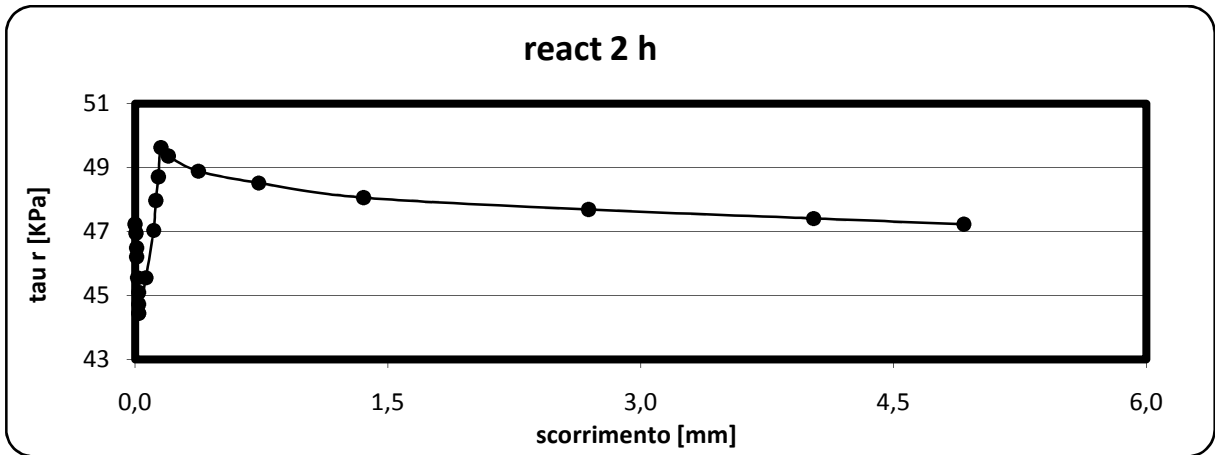
Grafico riassuntivo che descrive l'andamento della resistenza residua tau per il tempo di invecchiamento totale in funzione dello scorrimento:

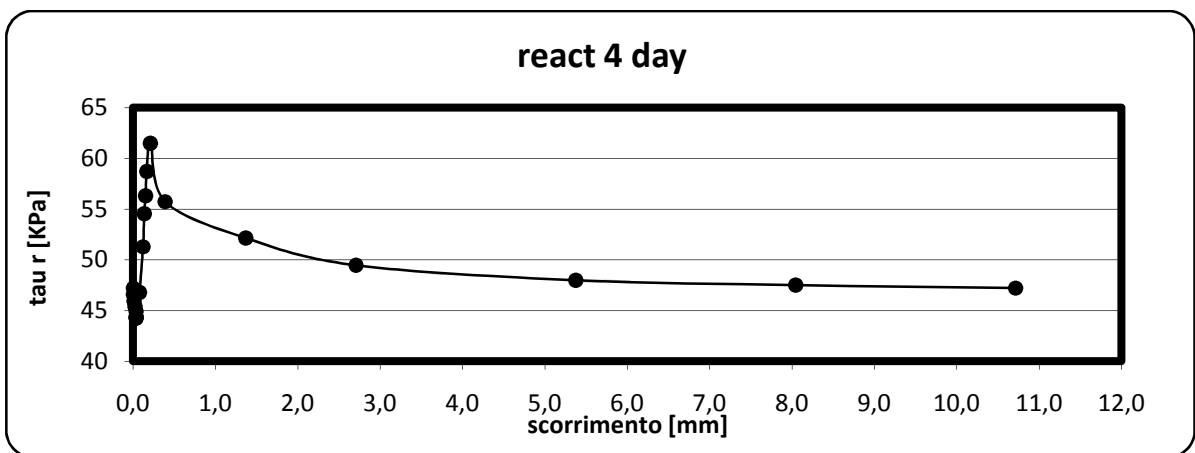
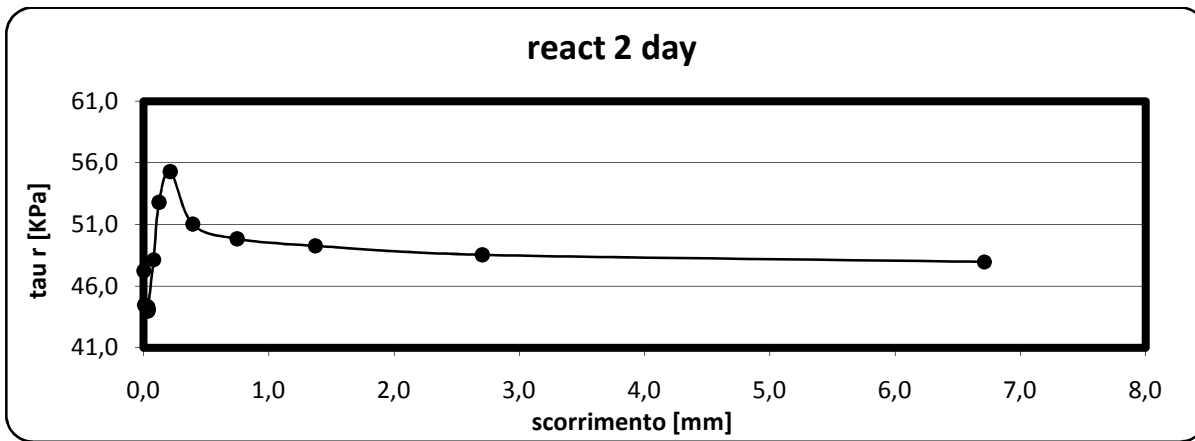
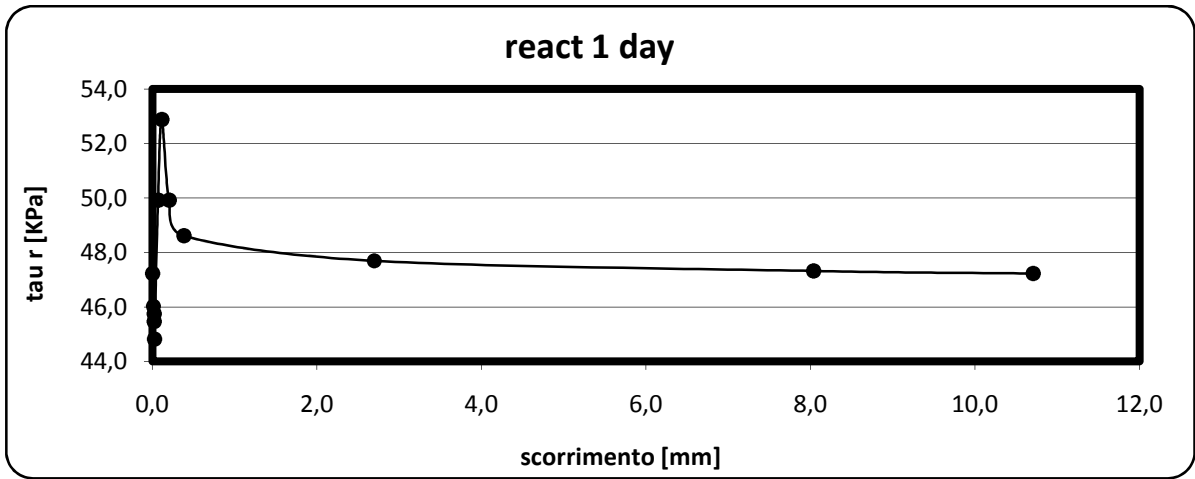


### 6.4.3 ESEMPI DI INVECCHIAMENTO E RIATTIVAZIONE (VAL DI SAMBRO 100)

KPa)









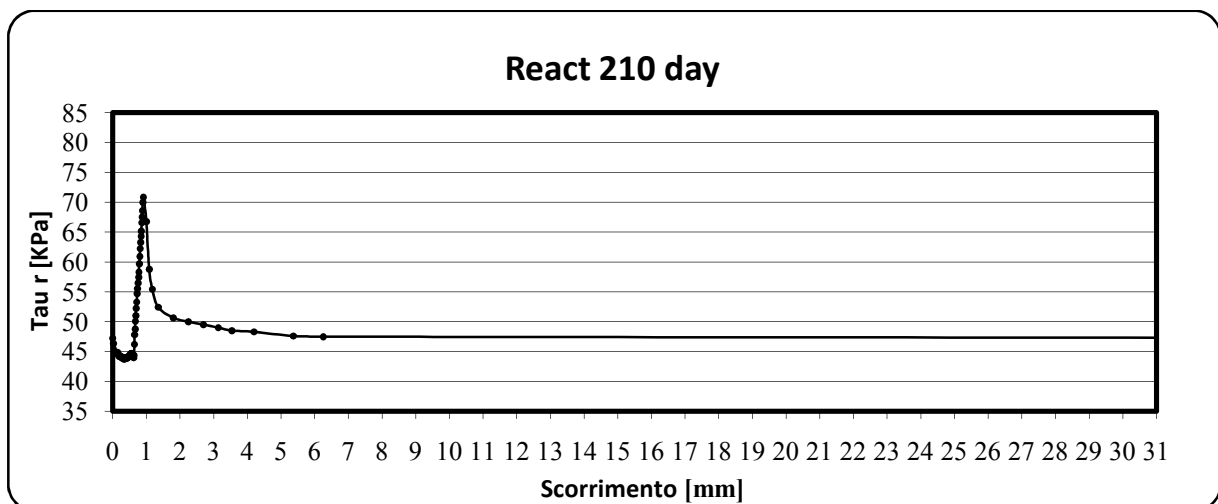
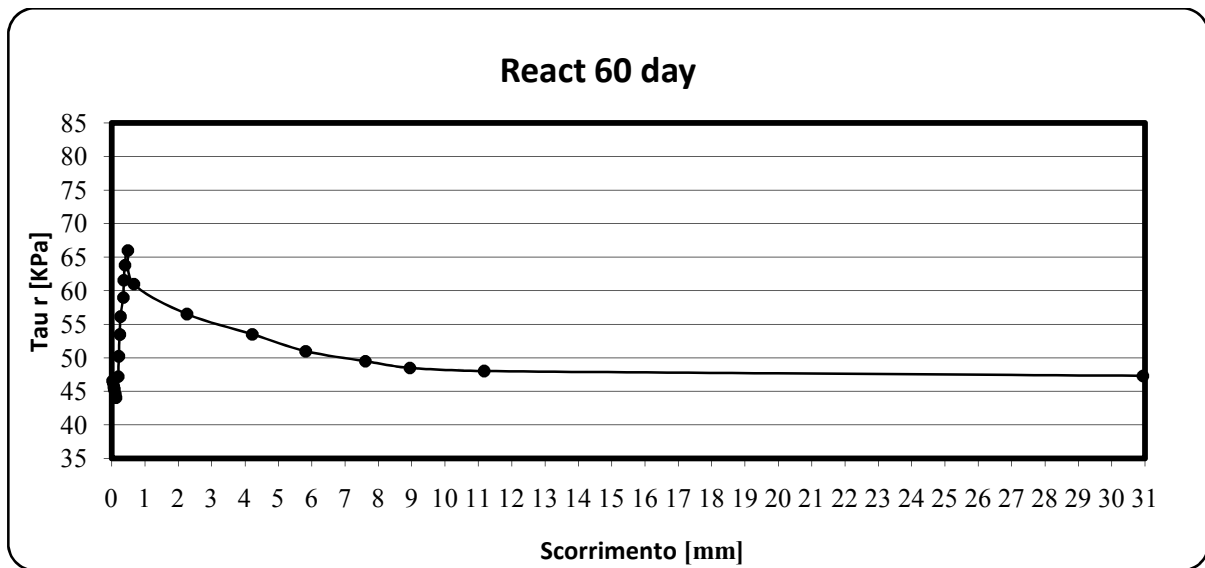
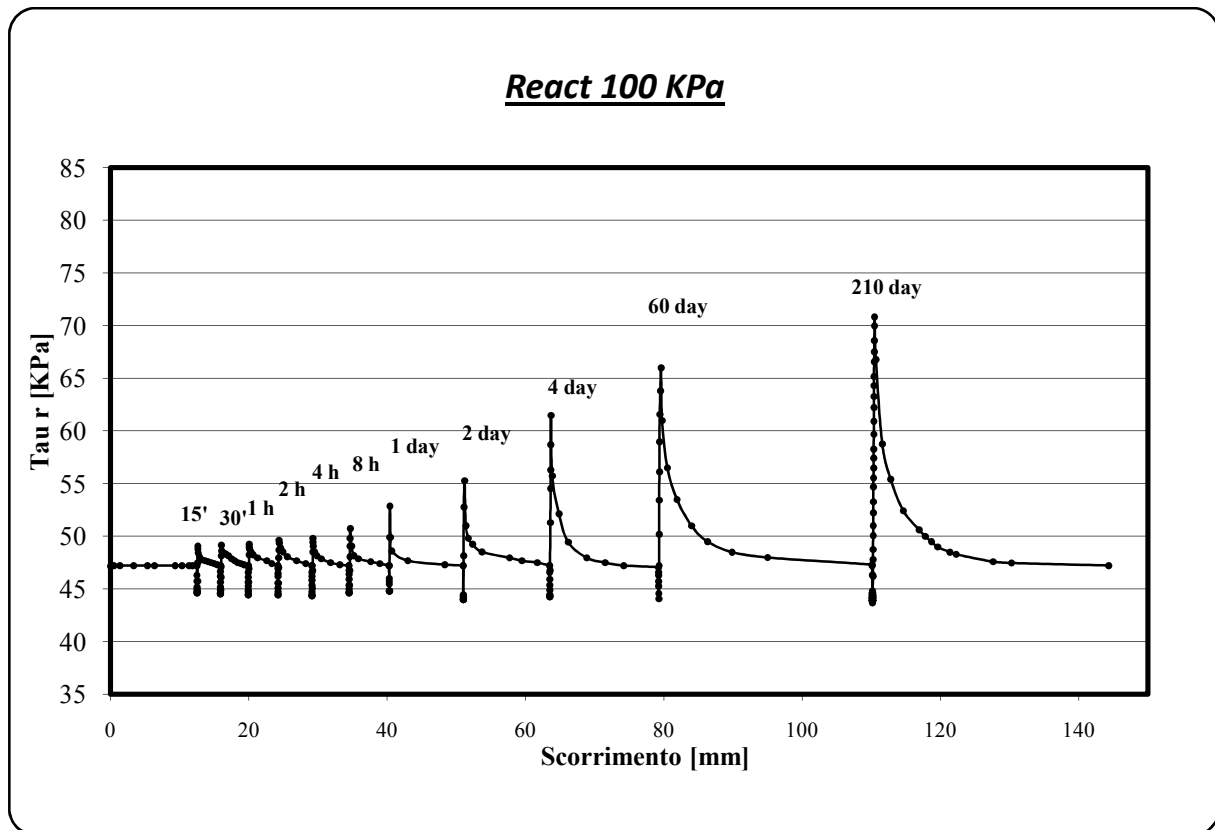


Grafico riassuntivo che descrive l'andamento della resistenza residua tau per il tempo di invecchiamento totale in funzione dello scorrimento:

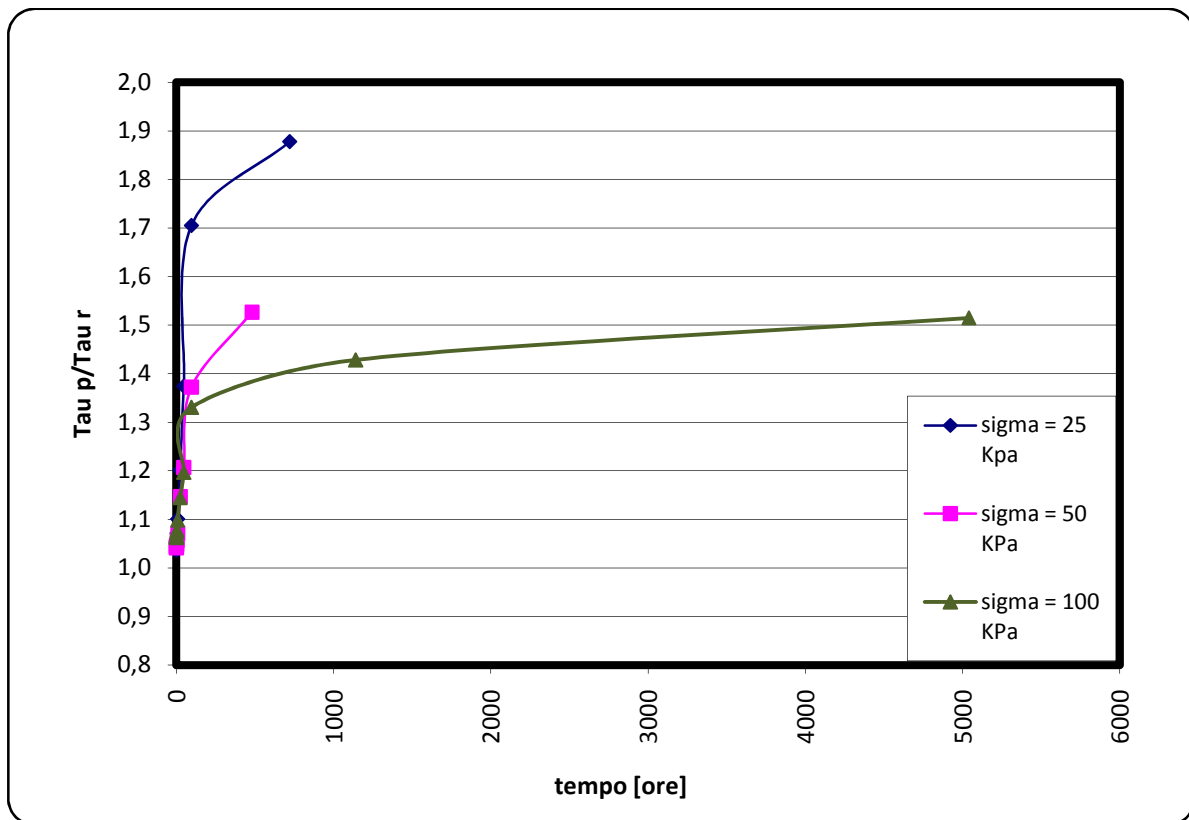


Si nota dai grafici precedenti come tutti i terreni presentino un picco di resistenza alla riattivazione più o meno pronunciato. E' evidente, inoltre, che il valore di resistenza massima raggiunto alla riattivazione del terreno è massimo per tempi di invecchiamento maggiori (30d, 60d e 210d). Stiamo quindi assistendo ad un fenomeno time-dependent che agisce nella fase di invecchiamento del terreno. Durante questa fase, infatti, si nota una diminuzione di resistenza dovuta ad un cambiamento di disposizione delle particelle che cercano di raggiungere un nuovo stato d'equilibrio una volta cessata la forza esterna di taglio. Un successivo e periodico ripristino manuale della forza agente sul campione è la prova che il fenomeno interessato è quello della tixotropia. Il terreno rimaneggiato, infatti, ritorna ad assumere in questo caso la disposizione parallela alla direzione di taglio aumentando la propria resistenza che si ristabilizza sul valore residuo precedentemente individuato. Al momento della riattivazione del terreno la resistenza misurata raggiunge un picco il cui valore

è tanto più o meno elevato in funzione del tempo di invecchiamento, del contenuto d'acqua, delle caratteristiche fisico-chimiche del terreno e della tensione verticale agente. Il recupero di resistenza è segno evidente di un riassetamento delle particelle durante la fase di invecchiamento, durante il quale si vengono a creare nuovi legami che incrementano la resistenza al taglio del terreno.

## 6.5 CONFRONTO DEI RISULTATI

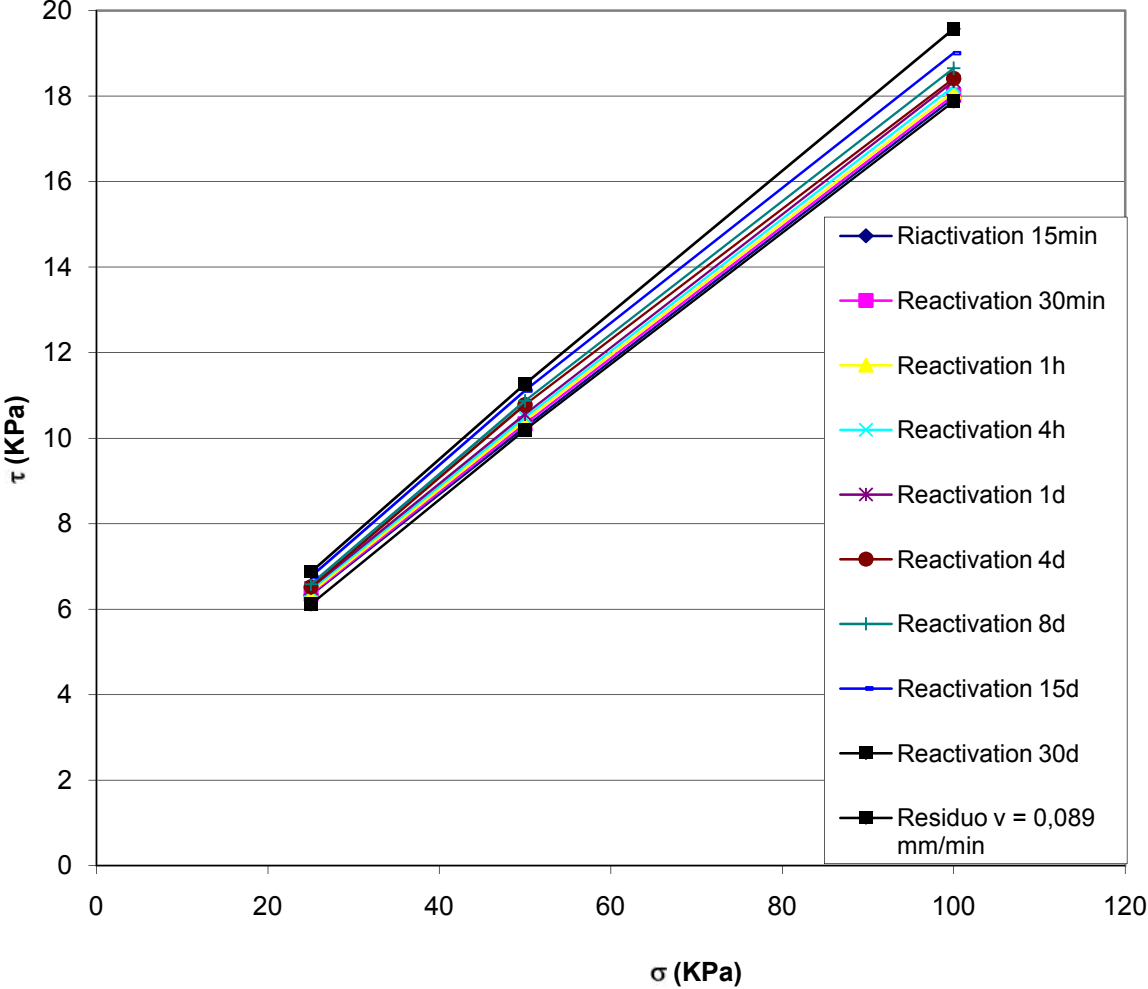
Il grafico seguente rappresenta il rapporto tra la tau di picco e la tau residua in funzione del tempo di invecchiamento per le tre diverse tensioni verticali alle quali è stato sottoposto il campione di terreno umido della Val di Sambro.



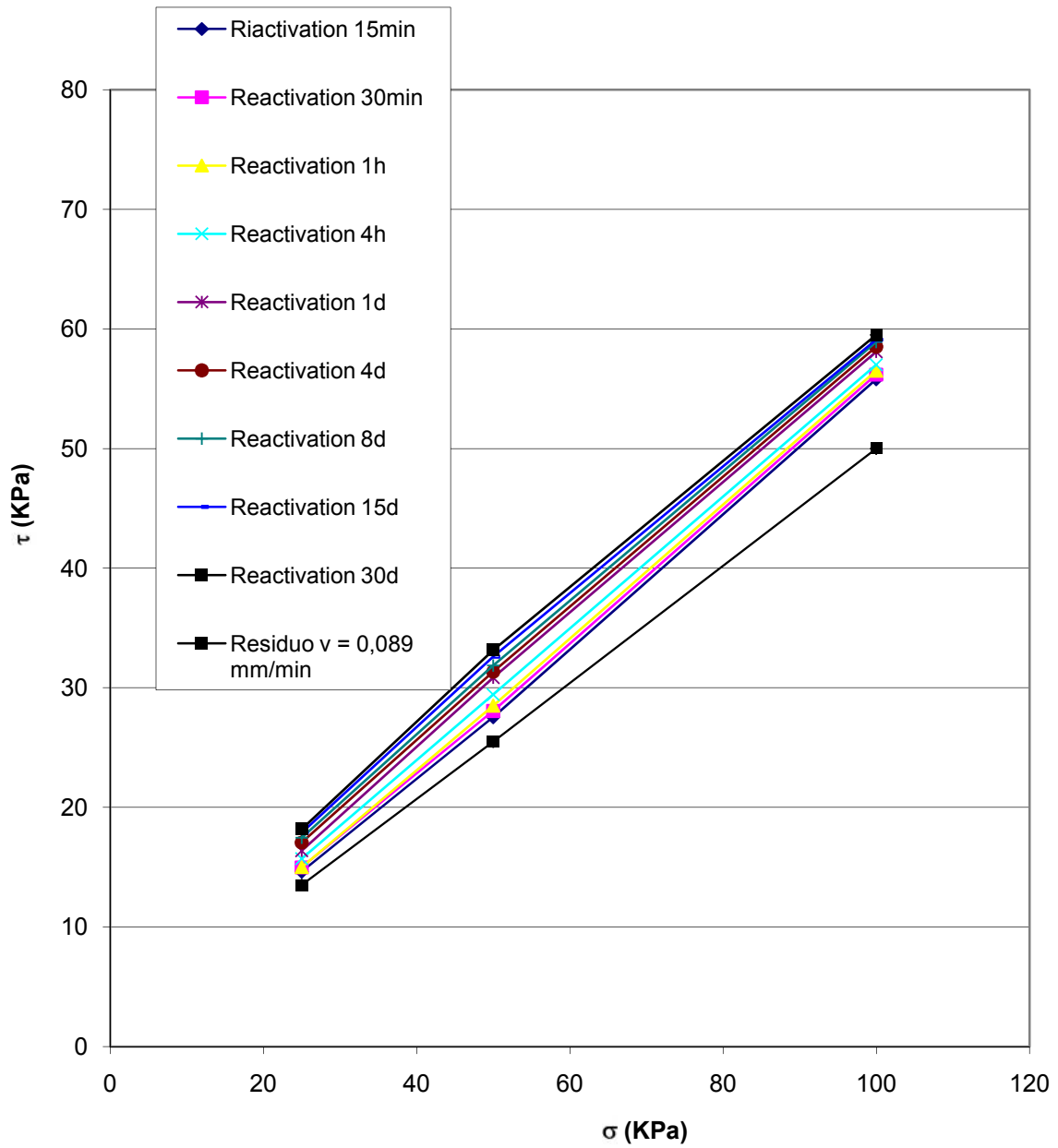
Da questi risultati si può notare la dipendenza stretta del guadagno di resistenza alla riattivazione dal tempo, e come questo aumento di resistenza sia inversamente proporzionale all'aumentare della tensione normale  $\sigma$ . Infatti, per ogni tempo di invecchiamento considerato, da 15 minuti a 210 giorni, tau picco/tau residuo sono sempre decrescenti passando da tensione normale di 25 KPa a 50 KPa fino a 100 KPa.

Riportiamo di seguito i grafici relativi a tutti i campioni analizzati della tau raggiunte in funzione delle tre tensioni applicate:

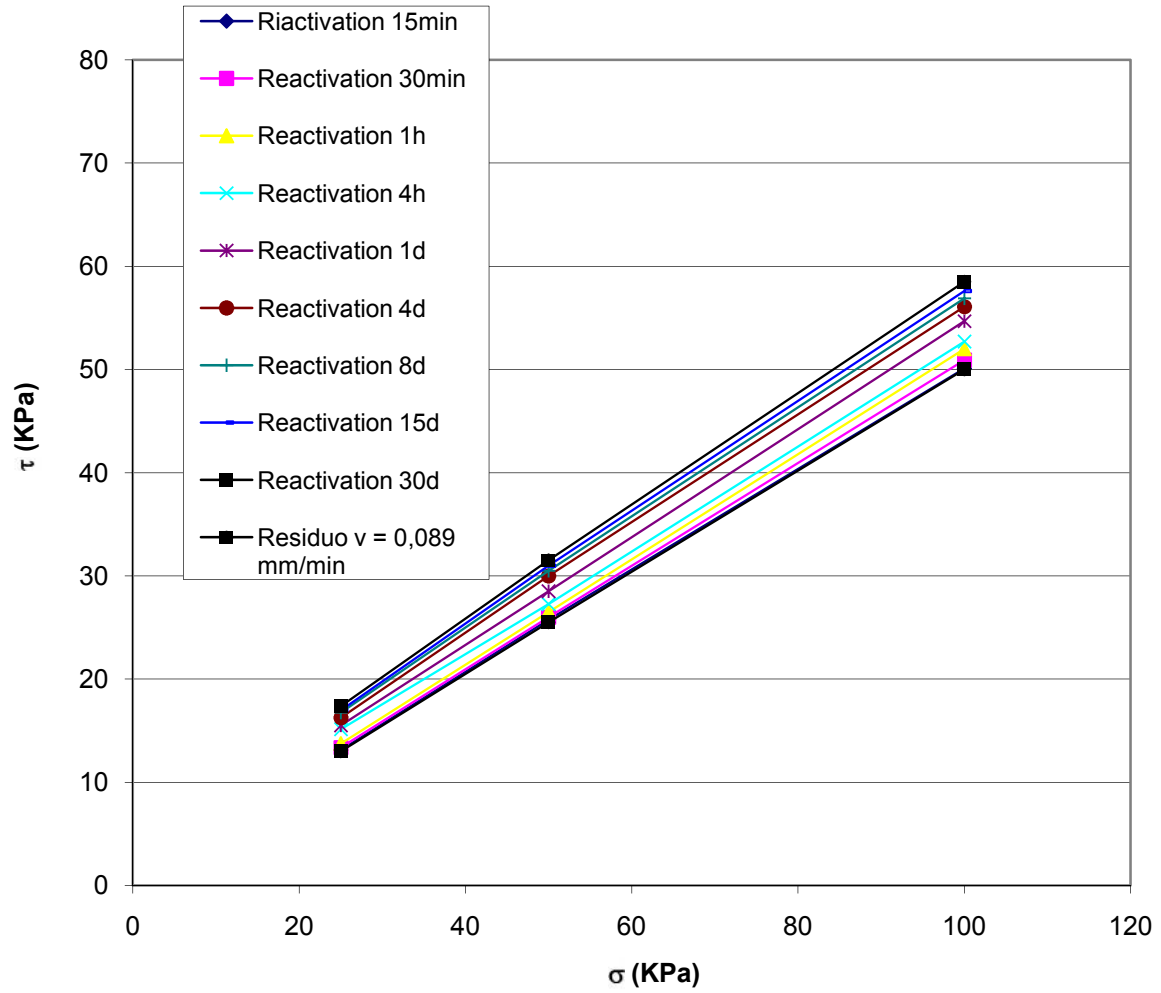
### INVILUPPI RESISTENZA DI RIATTIVAZIONE BUTTOLI UMIDO



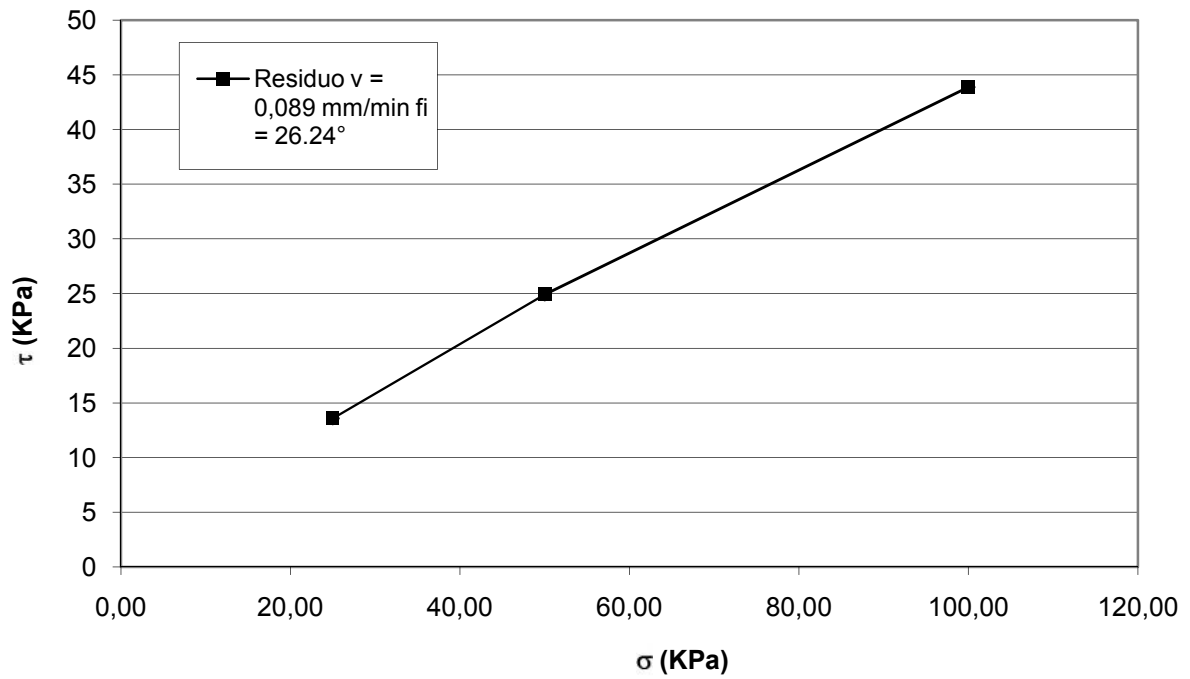
### INVILUPPI RESISTENZA DI RIATTIVAZIONE MONTONA UMIDO



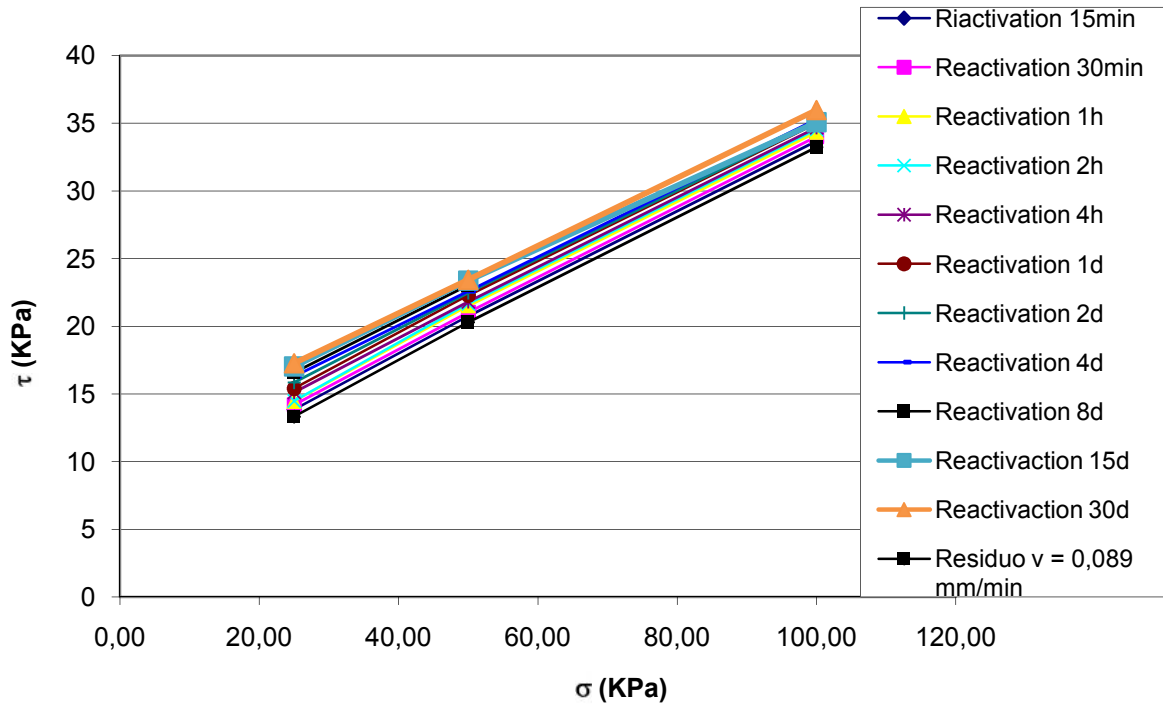
## INVILUPPI RESISTENZA DI RIATTIVAZIONE ROSAZZO UMIDO



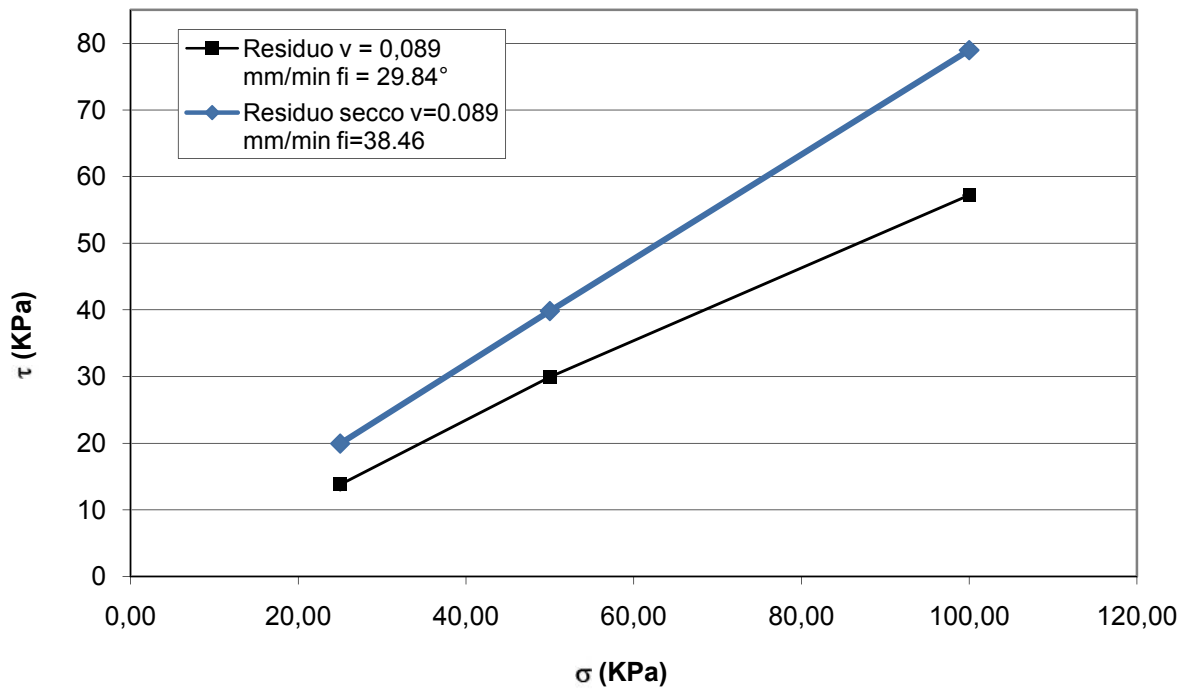
### INVILUPPI RESISTENZA DI RIATTIVAZIONE FANTONI S8 UMIDO



### INVILUPPI RESISTENZA DI RIATTIVAZIONE FANTONI S10 UMIDO

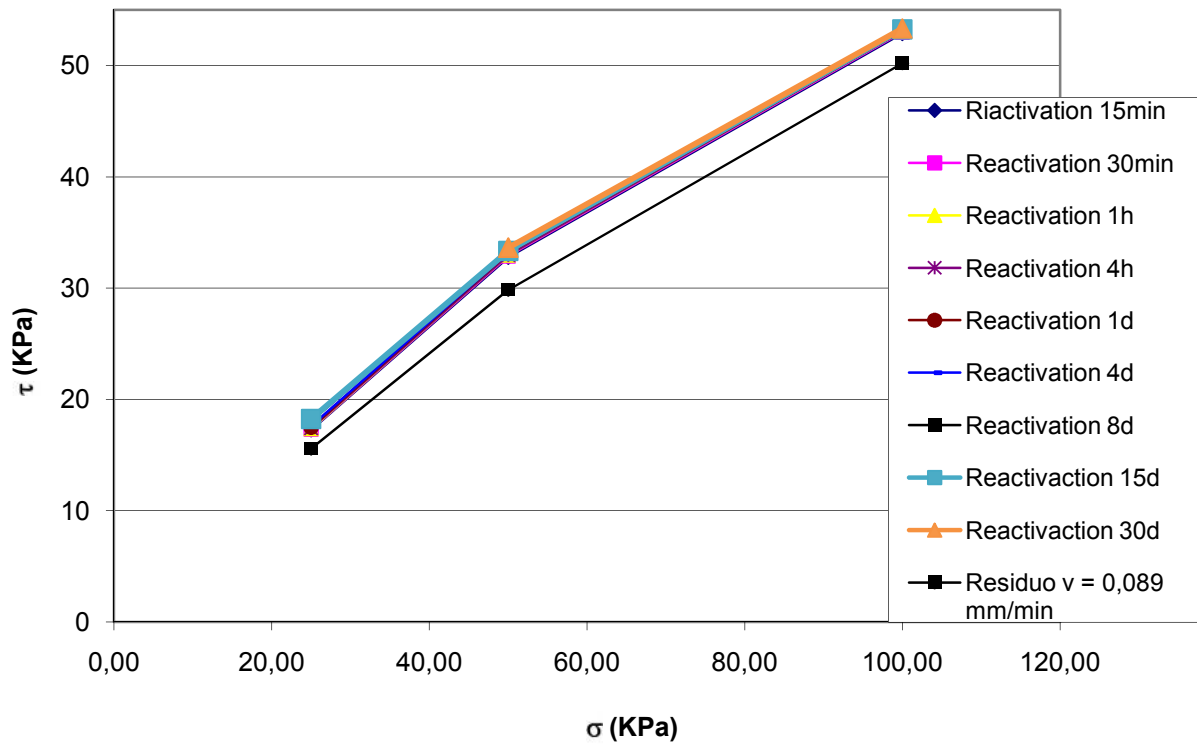


### INVILUPPI RESISTENZA DI RIATTIVAZIONE FANTONI S12 UMIDO

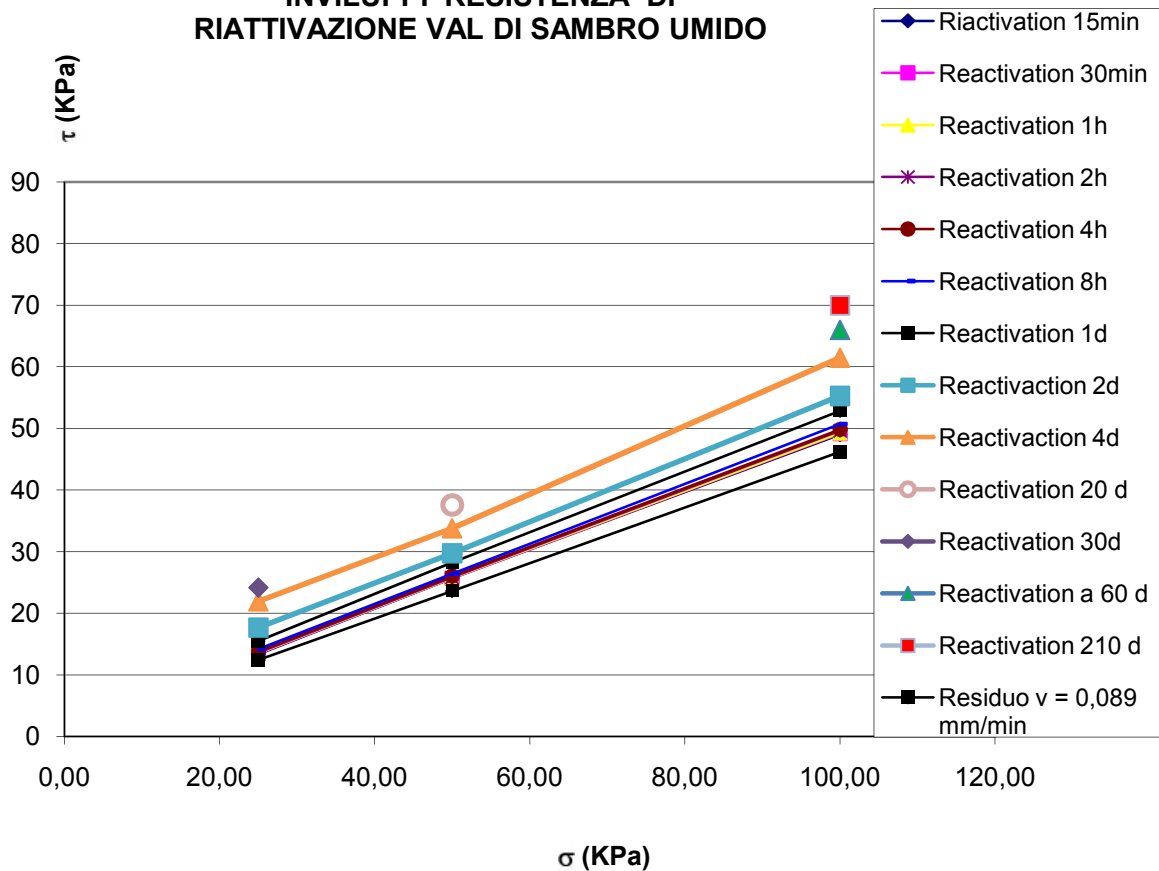




### INVILUPPI RESISTENZA DI RIATTIVAZIONE CASTIGLIONE DEI PEPOLI UMIDO



### INVILUPPI RESISTENZA DI RIATTIVAZIONE VAL DI SAMBRO UMIDO



Dai grafici si nota come le tau di riattivazione siano maggiori per tempi di invecchiamento maggiori e che si ha una crescita lineare tra la tensione applicata e i valori delle Tau di riattivazione.

I risultati delle prove di laboratorio serviranno per estrapolare il guadagno di resistenza sul lungo periodo per tempi di invecchiamenti di 1 anno, 10 anni, 50 anni, 100 anni. Questi aumenti della resistenza al taglio saranno espressi come incremento di angolo di resistenza alla riattivazione  $\Delta\varphi$ .

L'incremento di resistenza residua in funzione del tempo di invecchiamento si adatta ad una espressione del tipo:

$$\Delta\tau/\sigma_v = \varepsilon \tau^\theta$$

Le costanti  $\varepsilon$  e  $\theta$  dipendono dalla tensione normale  $\sigma_v$  e dal tipo di terreno e verranno calibrate secondo la formula sopra riportata determinando la curva che meglio approssimi i dati  $\tau_{max}/\sigma_v$  trovati durante le prove in modo da fare una previsione per lunghi periodi:

$$\tau_{max}/\sigma_v = B + \varepsilon t^\theta$$

$$\text{dove } B = \tau_{res}/\sigma_v$$

si possono quindi determinare i  $\Delta\varphi$  mediante la formula:

$$\Delta\varphi = \arctg(\tau_{max}/\sigma) - \arctg(\tau_{res}/\sigma)$$

Le previsioni effettuate con questa espressione tendono a dare dei valori abbastanza elevati del recupero di resistenza per tempi di invecchiamento molto sostenuti.

Le incertezze sono legate al parametro  $\Delta\tau$  che essendo un valore più piccolo comporta una maggiore incertezza nella sua determinazione e quindi una minore precisione finale.

Per la determinazione quindi dei parametri necessari a determinare i recuperi di resistenza si è quindi deciso di utilizzare direttamente i valori di resistenza massima alla riattivazione, in modo da includere anche il valore della resistenza residua di riferimento.

L'espressione principale del processo di incrudimento nel tempo risulta essere:

$$\tau_{max}/\sigma_v = \varepsilon t^\theta$$

$\varepsilon$  e  $\theta$  sono costanti dipendenti dal valore della tensione normale e dalla natura del terreno e risultano essere i parametri che caratterizzano la linea di tendenza dei valori  $\tau_{max}/\sigma_v$  trovati in laboratorio di espressione  $y=\varepsilon t^\theta$ . I valori  $\varepsilon$  e  $\theta$  sono stati calcolati sia considerando solo gli ultimi due punti, sia considerando tutti i punti, osservando che il secondo caso risulta essere in generale più conservativo.

Da questa espressione è possibile valutare l'incremento di resistenza alla riattivazione  $\Delta\varphi$  attraverso la relazione:

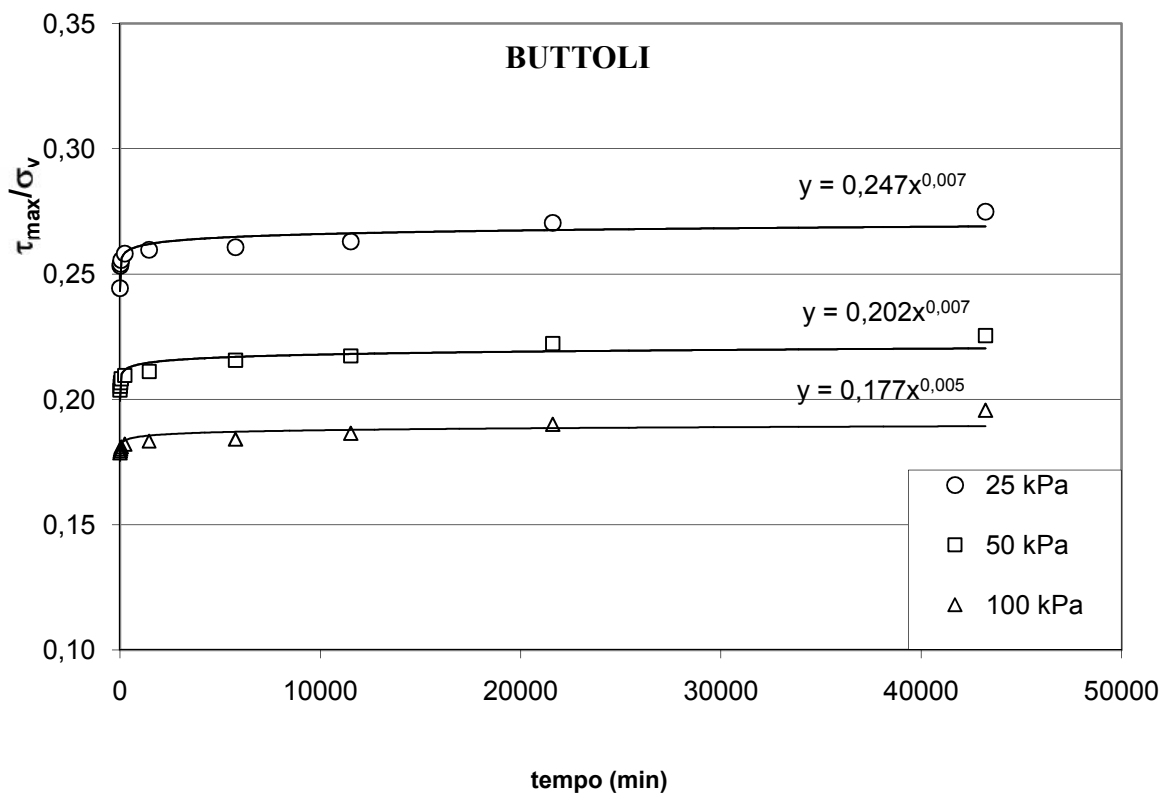
$$\Delta\varphi = \arctan \varepsilon t^\theta - \arctan B$$

• BUTTOLI

	$\tau_{\max}/\sigma=$	$\varepsilon t^\theta$	
tutti i punti			
	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>B</b>	0,2444	0,2038	0,1787
<b><math>\varepsilon</math></b>	0,2476	0,2029	0,1782
<b><math>\theta</math></b>	0,0078	0,0077	0,005

$$\Delta\varphi = \arctg(\tau_{\max}/\sigma) - \arctg(\tau_{\text{res}}/\sigma)$$

	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>1y</b>	1,61000	1,13722	0,64449
<b>10y</b>	1,87463	1,35614	0,76631
<b>50y</b>	2,06202	1,51124	0,85223
<b>100y</b>	2,14335	1,57857	0,88943



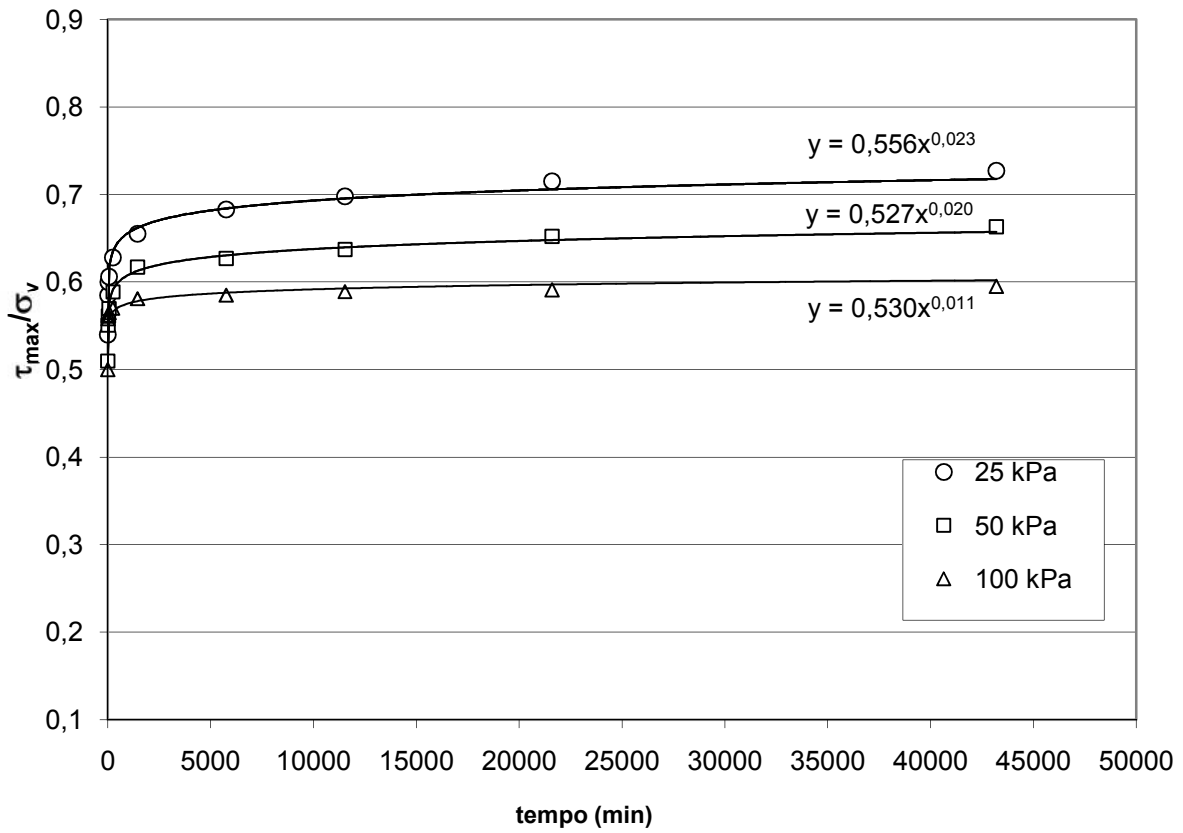
• **MONTONA**

	$\tau_{\max}/\sigma=$	$\varepsilon t^\theta$	
tutti i punti			
	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>B</b>	0,54	0,51	0,5
<b><math>\varepsilon</math></b>	0,5567	0,5271	0,5302
<b><math>\theta</math></b>	0,0238	0,0207	0,0119

$\Delta\varphi = \arctg (\tau_{\max}/\sigma) - \arctg (\tau_{\text{res}}/\sigma)$
---

	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>1y</b>	8,92677	7,67428	5,24118
<b>10y</b>	10,45064	8,96271	5,94859
<b>50y</b>	11,52671	9,87479	6,44796
<b>100y</b>	11,99249	10,27028	6,66424

## MONTONA



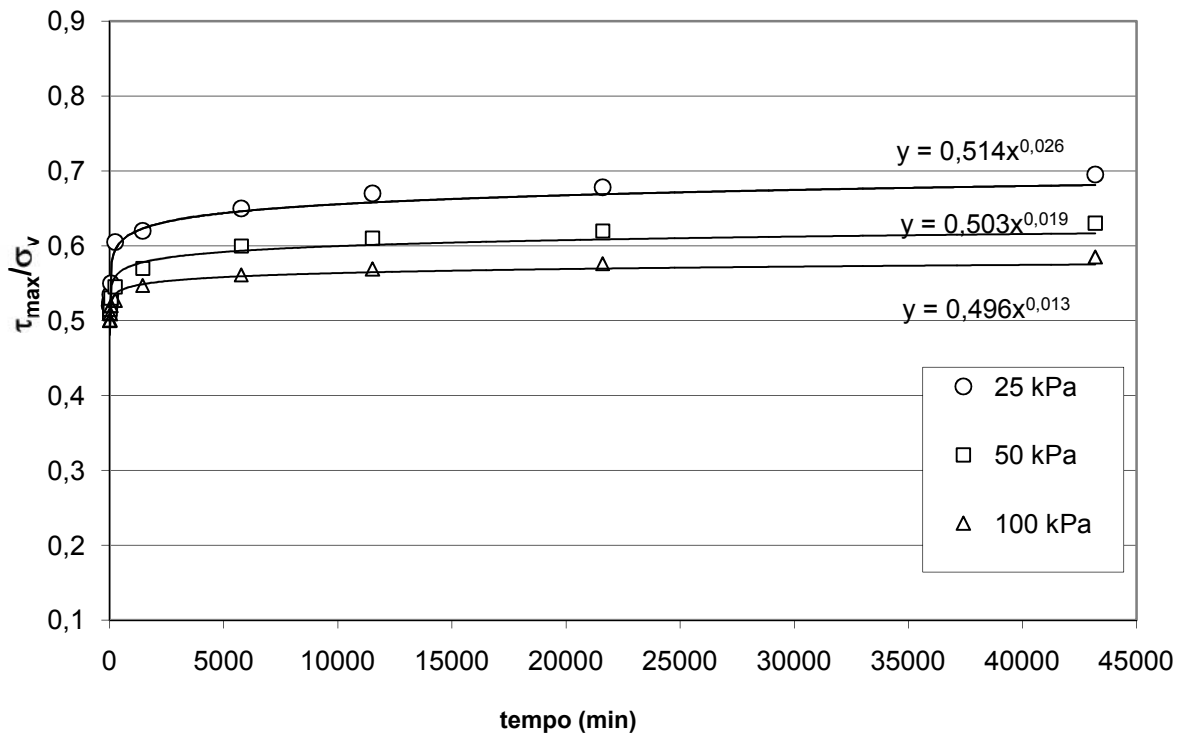
## • ROSAZZO

	$\tau_{\max}/\sigma =$	$\varepsilon t^\theta$	
<b>tutti i punti</b>			
	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>B</b>	0,52	0,51	0,5
<b><math>\varepsilon</math></b>	0,5146	0,5031	0,492
<b><math>\theta</math></b>	0,0263	0,019	0,0138

$$\Delta\varphi = \arctg(\tau_{\max}/\sigma) - \arctg(\tau_{\text{res}}/\sigma)$$

	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>1y</b>	8,56711	5,84775	3,97891
<b>10y</b>	10,23237	7,00040	4,78181
<b>50y</b>	11,41185	7,81745	5,35003
<b>100y</b>	11,92320	8,17205	5,59649

### ROSAZZO



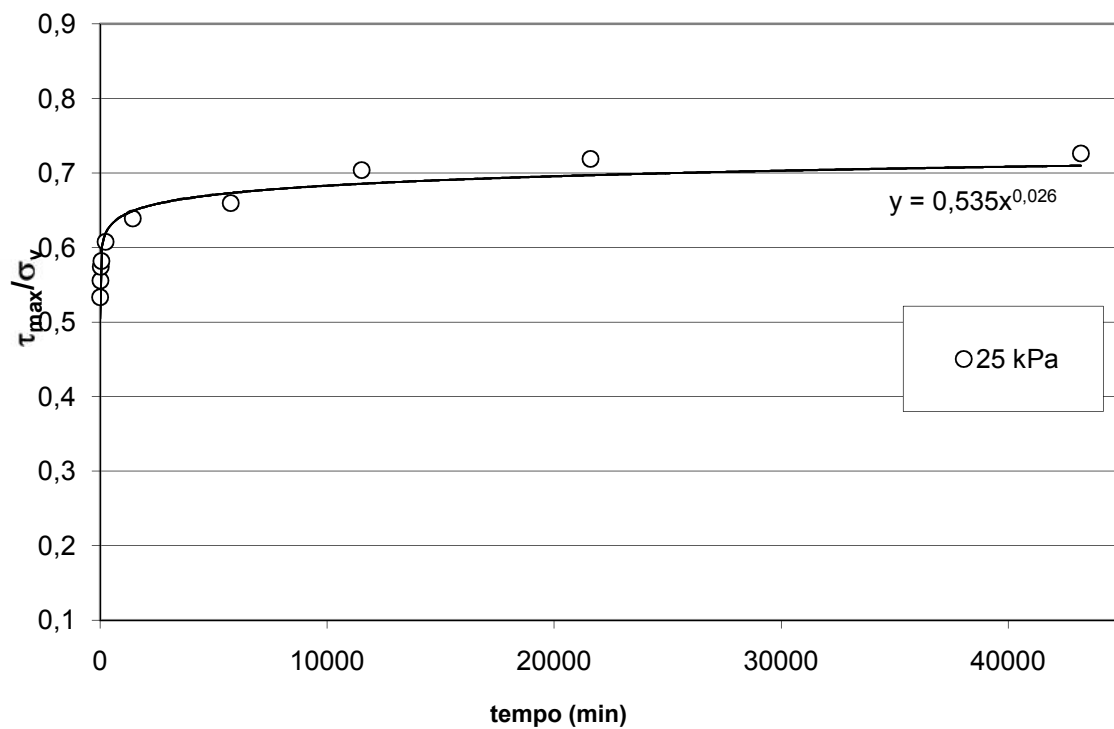
- FANTONI S8

	$\tau_{\max}/\sigma = \varepsilon \tau^\theta$
tutti i punti	
	<b>25KPa</b>
<b>B</b>	0,53341056
<b><math>\varepsilon</math></b>	0,5357
<b><math>\theta</math></b>	0,0264

$$\Delta\varphi = \arctg(\tau_{\max}/\sigma) - \arctg(\tau_{\text{res}}/\sigma)$$

	<b>25KPa</b>
<b>1y</b>	9,103836756
<b>10y</b>	10,79365005
<b>50y</b>	11,98814812
<b>100y</b>	12,50539932

FANTONI S8



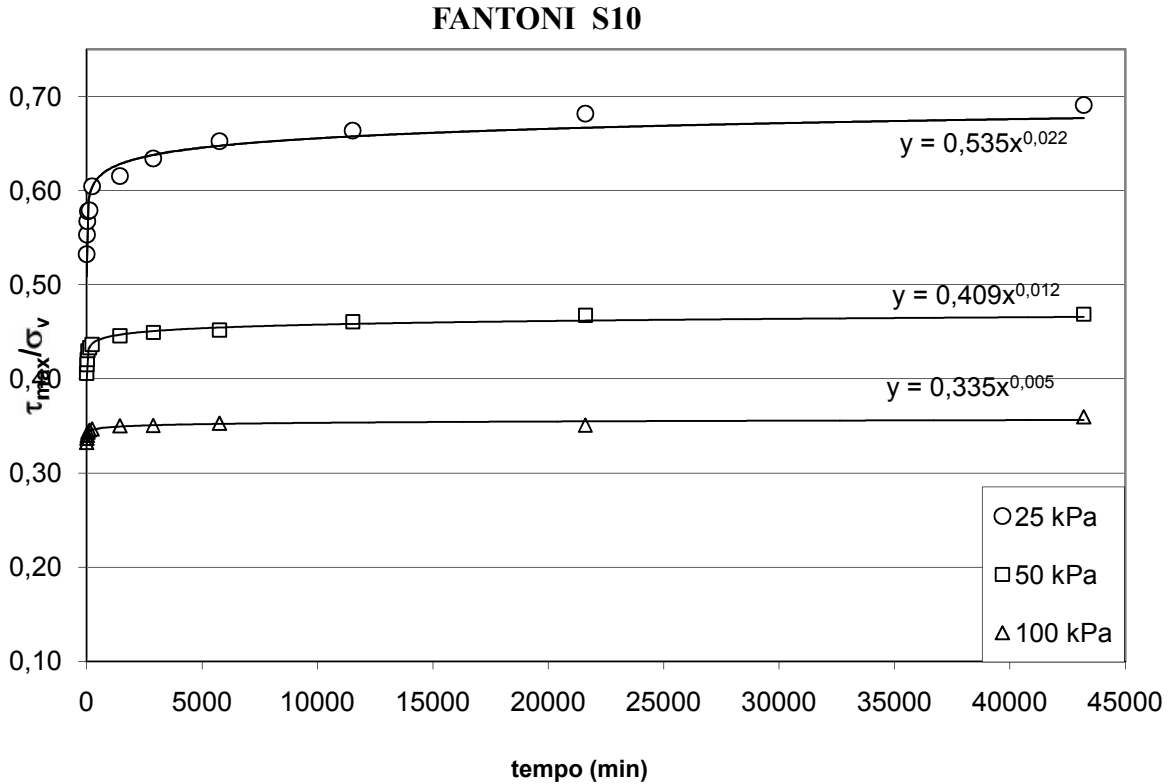


• FANTONI S10

	$\tau_{max}/\sigma=$	$\varepsilon t^\theta$	
tutti i punti			
	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>B</b>	0,5324	0,406	0,3323
<b><math>\varepsilon</math></b>	0,5139	0,4017	0,3334
<b><math>\theta</math></b>	0,0274	0,0145	0,0064

$$\Delta\phi = \arctg(\tau_{max}/\sigma) - \arctg(\tau_{res}/\sigma)$$

	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>1y</b>	8,36928	3,83376	1,55534
<b>10y</b>	10,11100	4,59377	1,82753
<b>50y</b>	11,34437	5,13409	2,01960
<b>100y</b>	11,87896	5,36907	2,10278



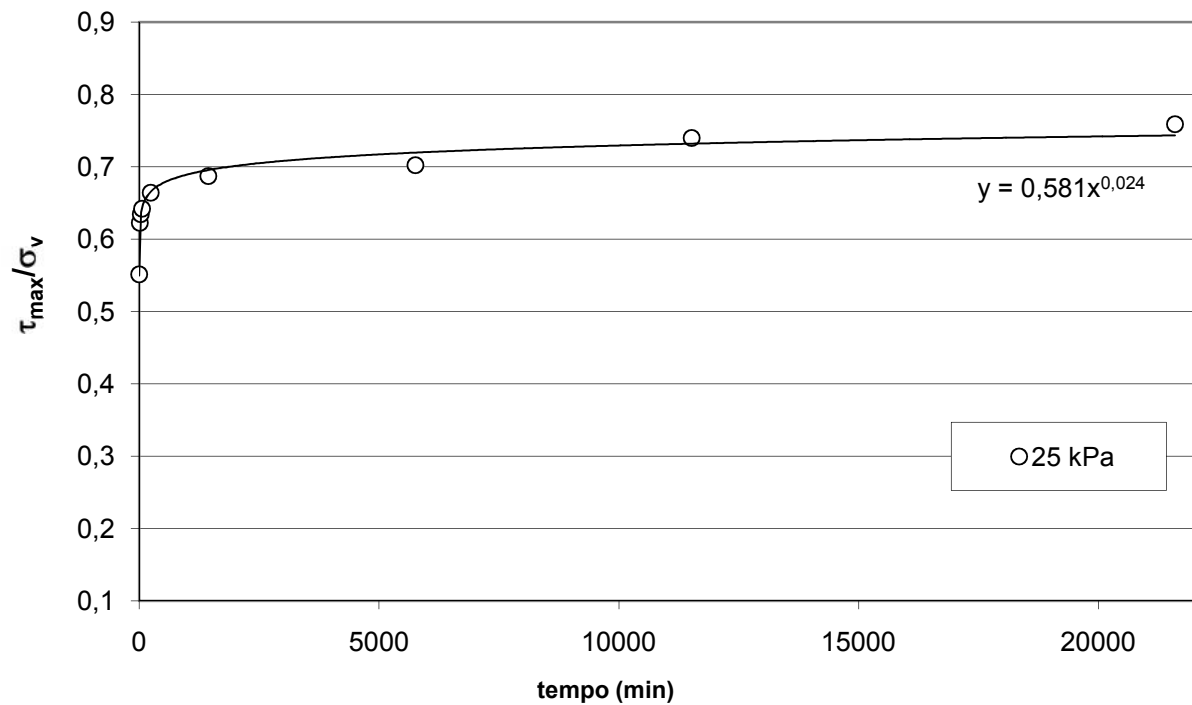
- FANTONI S12

	$\tau_{\max}/\sigma = \varepsilon \tau^\theta$
tutti i punti	
	<b>25KPa</b>
<b>B</b>	0,5512
<b><math>\varepsilon</math></b>	0,5815
<b><math>\theta</math></b>	0,0246

$$\Delta\phi = \arctg(\tau_{\max}/\sigma) - \arctg(\tau_{\text{res}}/\sigma)$$

	<b>25KPa</b>
<b>1y</b>	9,93713171
<b>10y</b>	11,53086176
<b>50y</b>	12,65373631
<b>100y</b>	13,13909673

### FANTONI S12

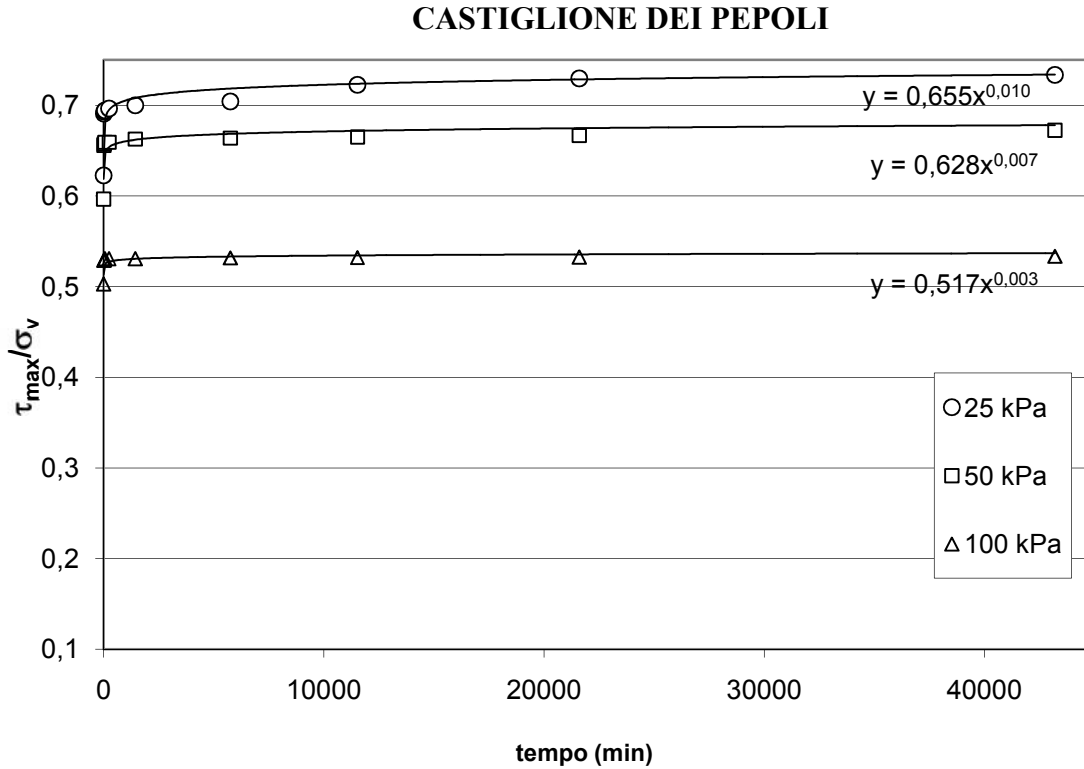


• **CASTIGLIONE DEI PEPOLI**

	$\tau_{\max}/\sigma =$	$\varepsilon t^\theta$	
tutti i punti			
	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>B</b>	0,6224	0,5964	0,5029
<b><math>\varepsilon</math></b>	0,6733	0,6515	0,528
<b><math>\theta</math></b>	0,0071	0,0025	0,0008

$$\Delta\phi = \arctg(\tau_{\max}/\sigma) - \arctg(\tau_{\text{res}}/\sigma)$$

	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>1y</b>	4,57767	3,14099	1,38626
<b>10y</b>	5,02649	3,29395	1,43012
<b>50y</b>	5,34143	3,40106	1,46080
<b>100y</b>	5,47736	3,44724	1,47402



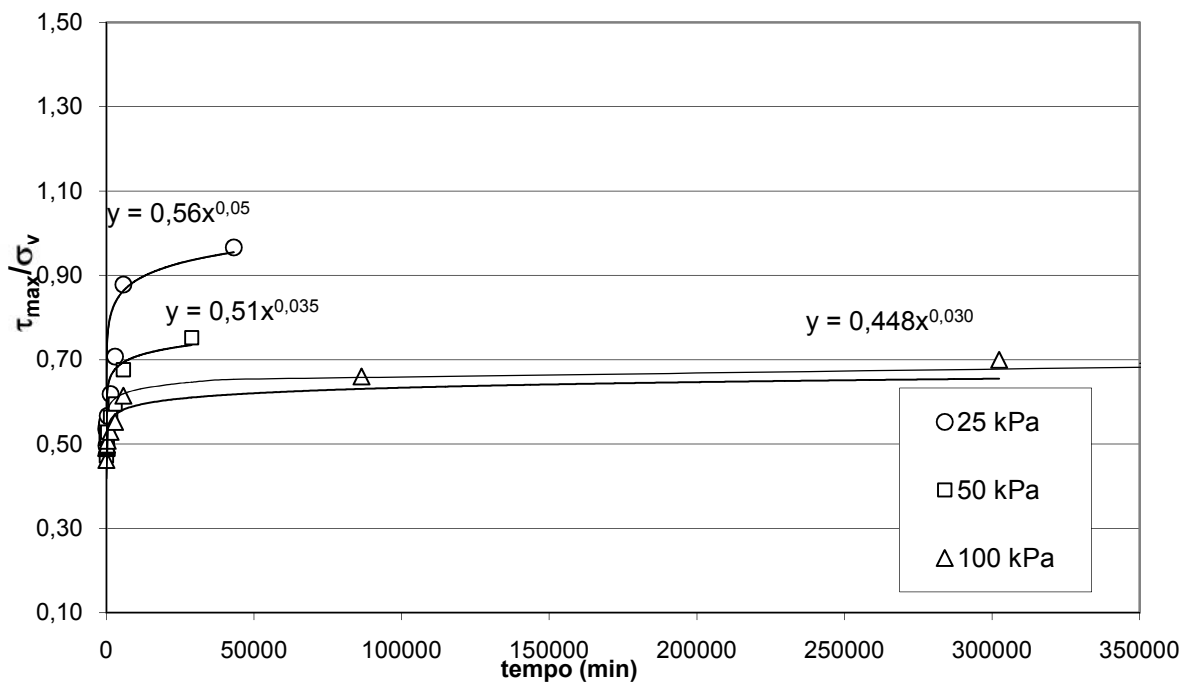
• VAL DI SAMBRO

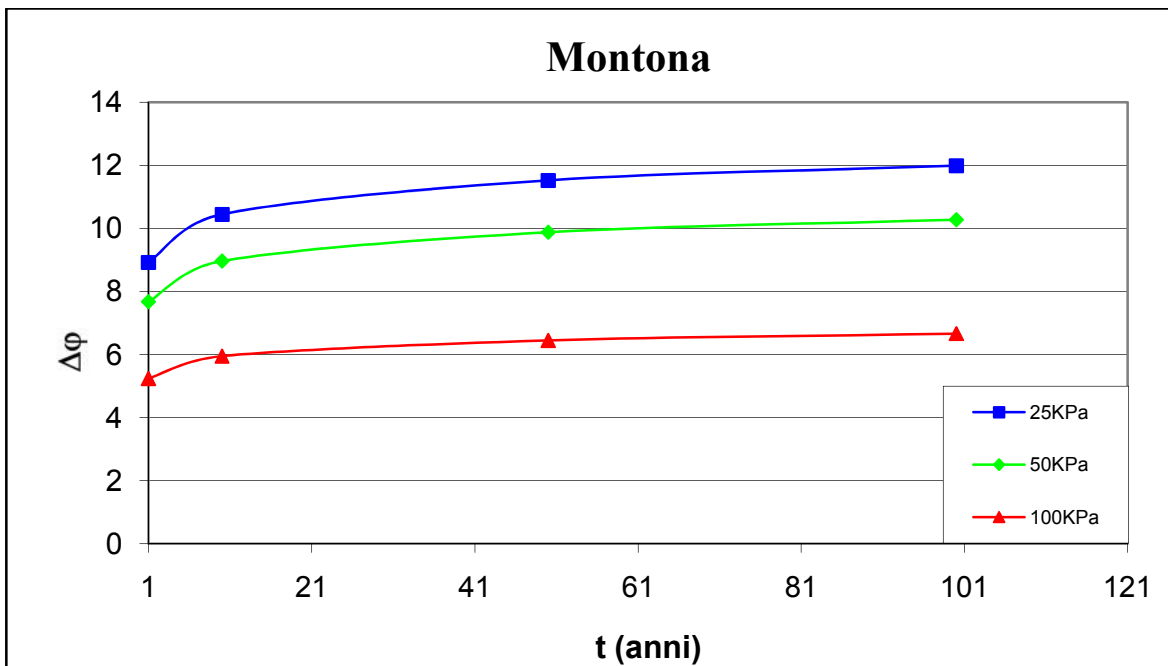
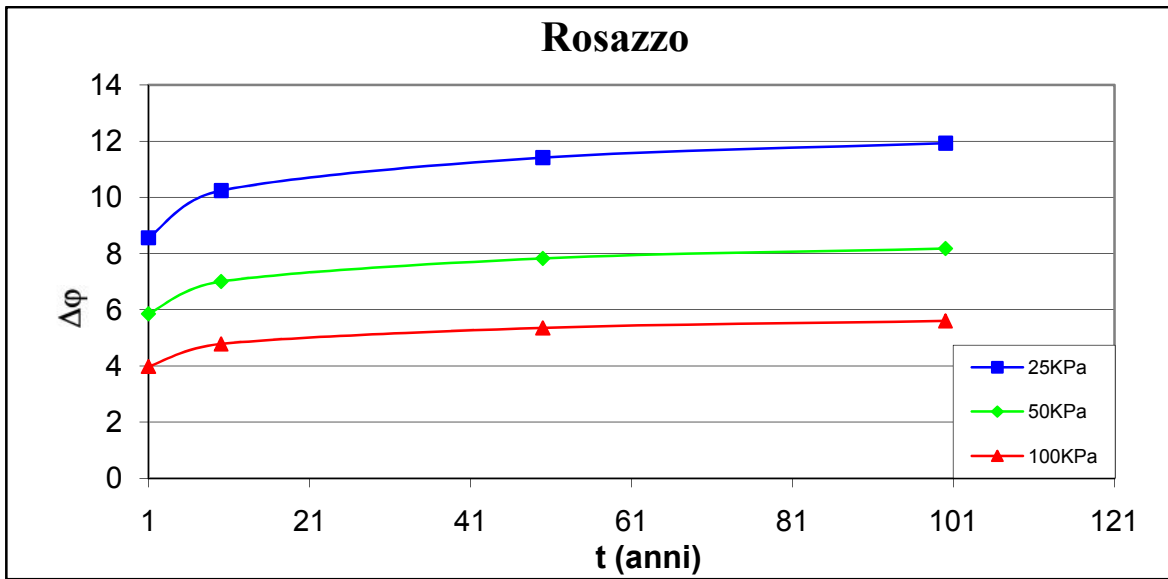
	$\tau_{\max}/\sigma=$	$\varepsilon t^{\theta}$	
tutti i punti			
	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>B</b>	<b>0,4964</b>	<b>0,4722</b>	<b>0,4621</b>
<b><math>\varepsilon</math></b>	<b>0,56</b>	<b>0,51</b>	<b>0,48</b>
<b><math>\theta</math></b>	<b>0,05</b>	<b>0,0355</b>	<b>0,029</b>

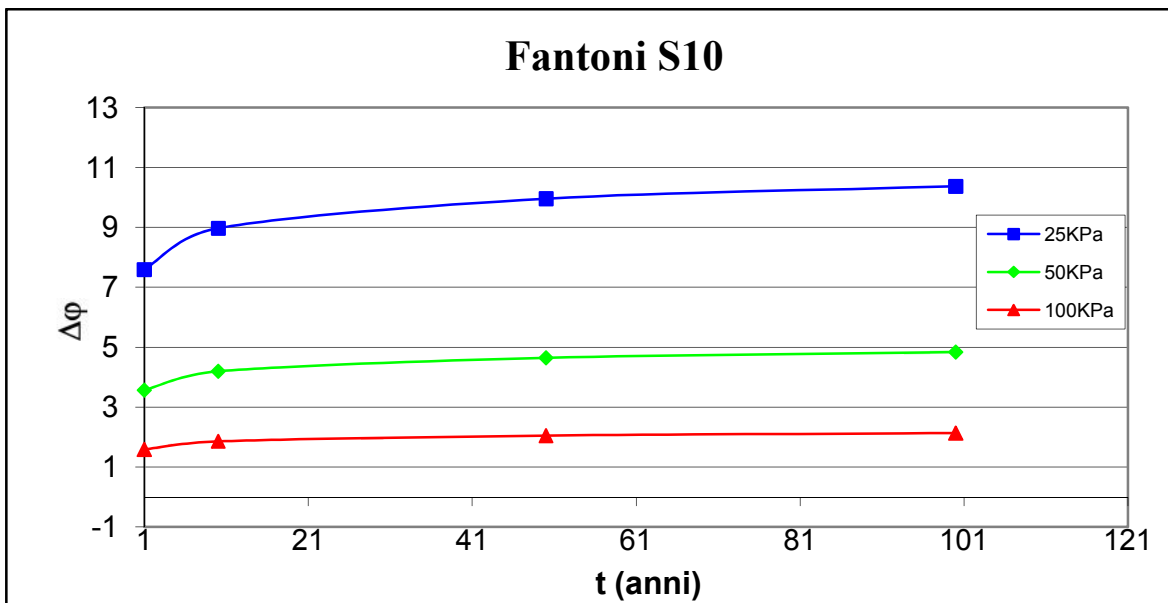
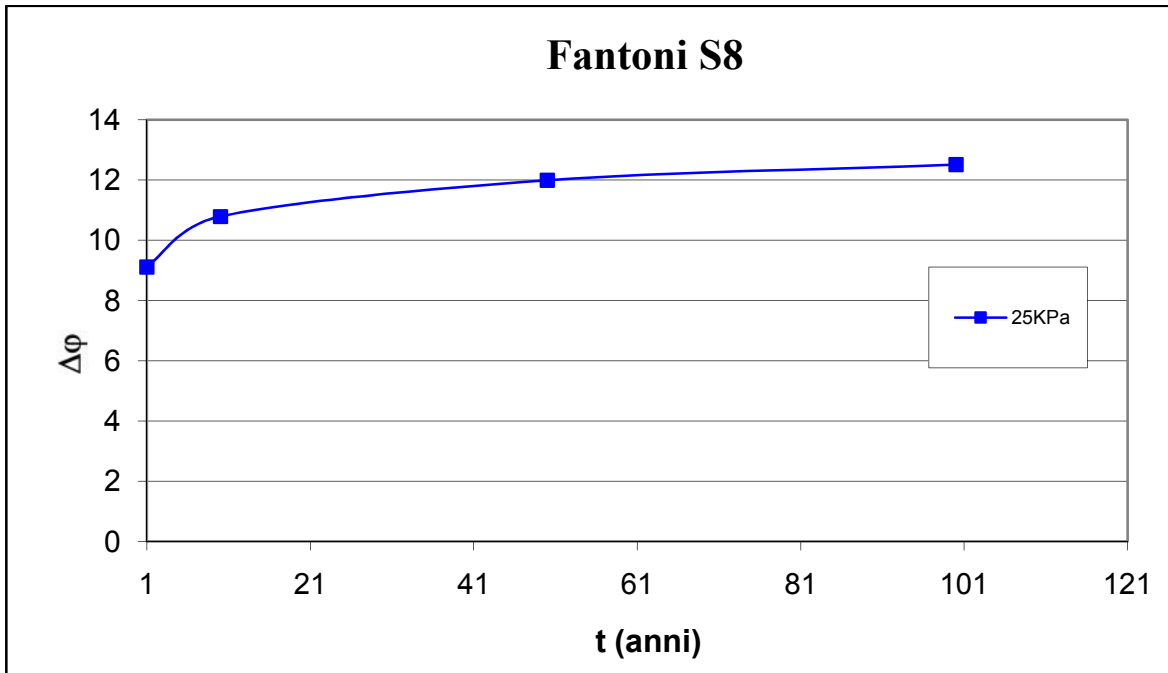
$\Delta\varphi = \arctg(\tau_{\max}/\sigma) - \arctg(\tau_{\text{res}}/\sigma)$
---

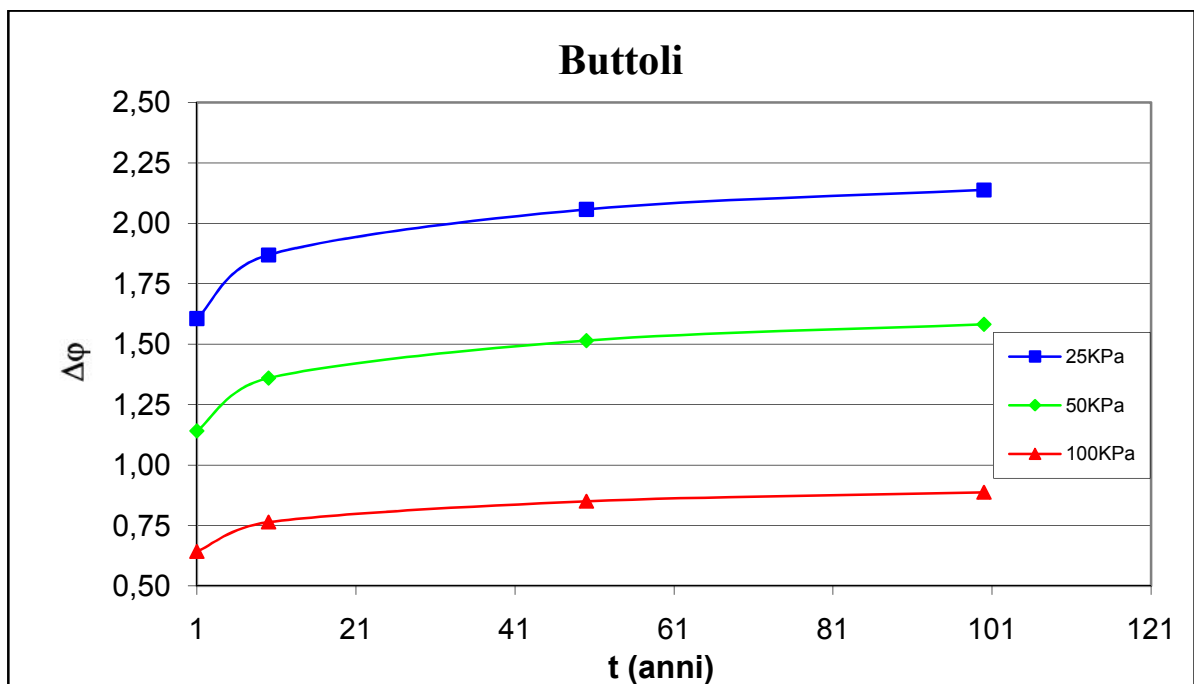
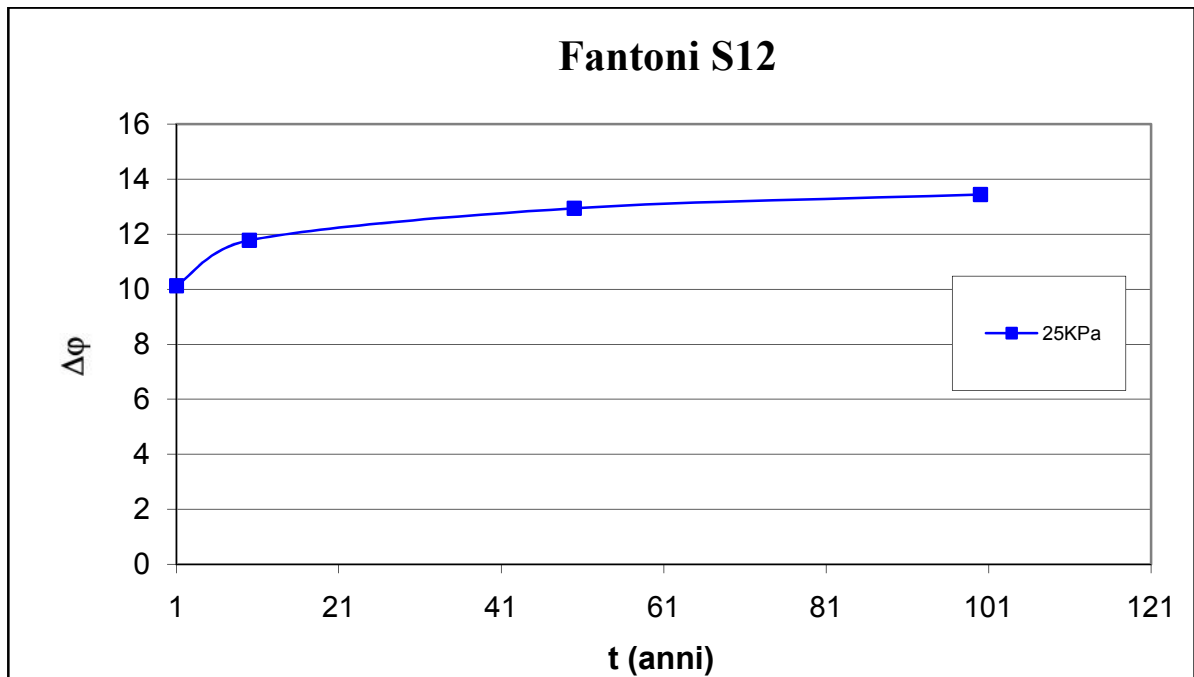
	<b>25KPa</b>	<b>50KPa</b>	<b>100KPa</b>
<b>1y</b>	24,12126	16,18044	11,85270
<b>10y</b>	26,36428	17,80960	13,05226
<b>50y</b>	27,31630	18,51346	13,57298
<b>100y</b>	30,40334	20,85454	15,31793

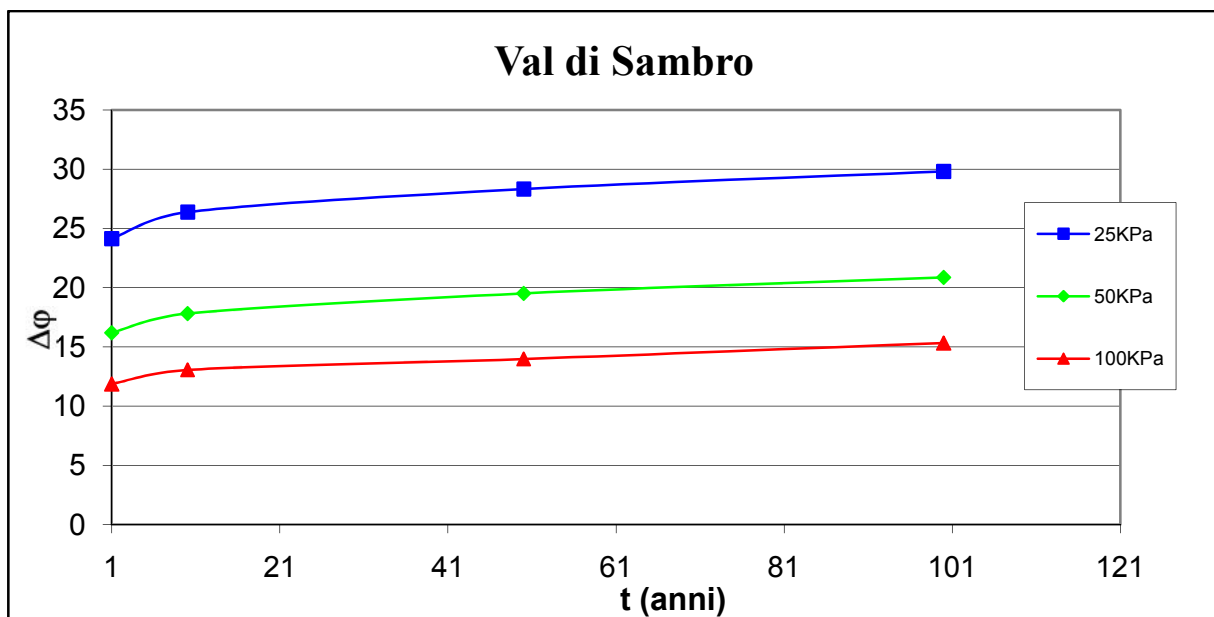
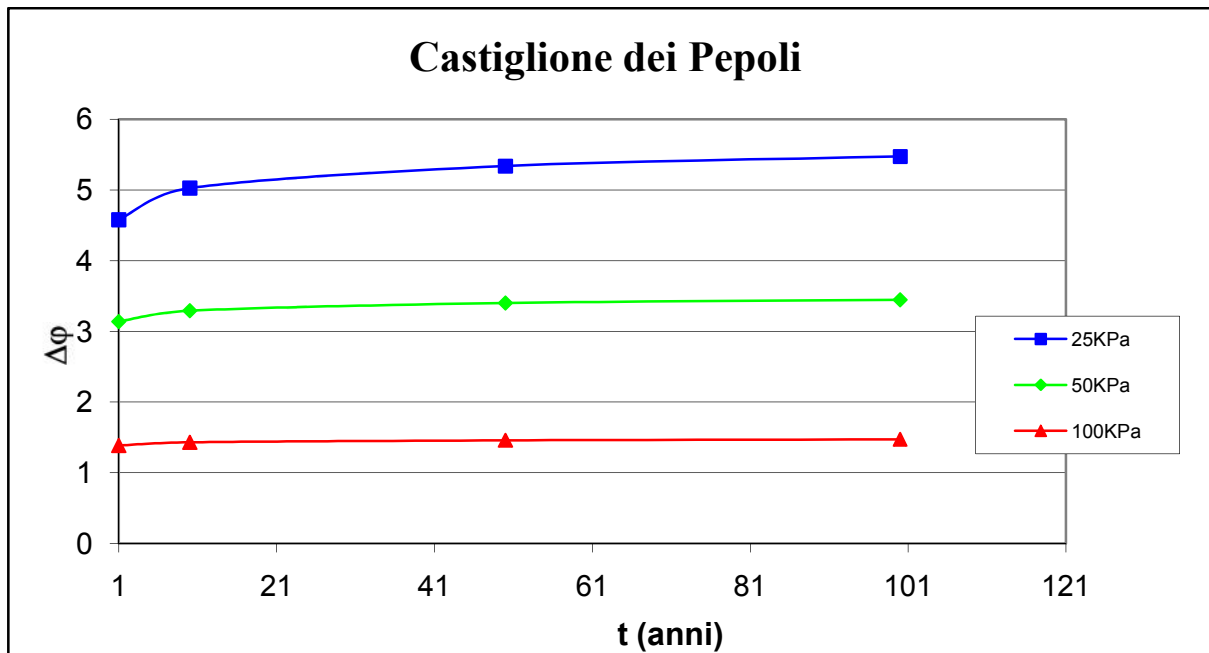
VAL DI SAMBRO











Dai risultati delle prove di laboratorio riportati nelle pagine precedenti, si può notare la dipendenza stretta del guadagno di resistenza alla riattivazione dal tempo, e come questo aumento di resistenza sia inversamente proporzionale all'aumentare della tensione normale  $\sigma_v$ . Infatti per ogni tempo di invecchiamento considerato, da 15 minuti a 210 giorni,  $\tau_{max}/\sigma_v$  e quindi  $\Delta\phi$  sono sempre decrescenti passando da tensione normale di 25 KPa a 50 KPa fino a 100 KPa. Dai grafici si può notare anche che il recupero di resistenza alla riattivazione può essere suddiviso in due componenti: la prima a breve termine e la seconda a lungo termine. La prima si esplica nell'ambito delle prime 24 ore, almeno per i terreni esaminati in questo



lavoro, e può essere considerata una costante per ampi intervalli di tempo d'invecchiamento; la seconda componente si matura proporzionalmente al tempo di invecchiamento. La ripartizione delle due aliquote è anch'essa dipendente dal valore della tensione normale: a basse tensioni le componenti di breve e lungo termine sono confrontabili tra loro, mentre, a più elevate tensioni, la parte a breve termine diviene preponderante sulla seconda. La componente a breve termine può essere considerata prevalentemente legata ai fenomeni fisico-chimici legati alla natura tixotropica del materiale, ossia alle azioni interparticellari che si esplicano in scala microscopica per il raggiungimento di un equilibrio stabile, sotto il profilo sia tensionale che elettrochimico.

I fenomeni tixotropici hanno effetti maggiori a basse tensioni dando un incremento di resistenza maggiore. Questo si nota sia negli aumenti in termini di recupero  $\Delta t/\sigma_v$  sia in quelli di resistenza massima alla riattivazione  $\tau_{max}/\sigma_v$  entrambi elevati per periodi d'invecchiamento brevi.

Il secondo termine sembra essere invece legato agli effetti meccanici associati alle deformazioni viscosi, come i complessi meccanismi di incastro e l'aumento delle superfici di contatto portando la struttura del terreno ad una condizione più stabile. Anche in questo caso dipende dalle caratteristiche del terreno e dalla frazione di particelle grossolane presenti: un terreno con una maggiore percentuale limosa sabbiosa svilupperà meglio quelle azioni di ricostruzione del tessuto particellare di terreno che si scompone quando ha luogo uno scorrimento tra due superfici.

Il creep può essere quindi definito come lo sviluppo di forze dipendenti dal tempo e/o da sforzi volumetrici che continuano con un tasso controllato dalla resistenza viscosa della struttura del terreno.

## 6.6 TIXOTROPIA

La tixotropia è un processo tempo-dipendente, reversibile e isotermico che avviene in una sospensione colloidale sotto condizioni costanti di composizione e volume. Viene definita anche come la capacità che possiede un materiale di diventare più rigido quando è indisturbato, mentre si ammorbidisce o liquefa se sottoposto a rimaneggiamento.

Freudlich è stato il primo a presentare un trattato sulla tixotropia descrivendo come il

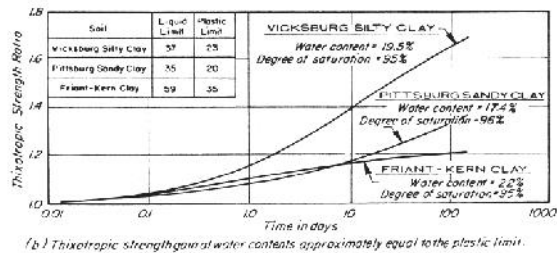
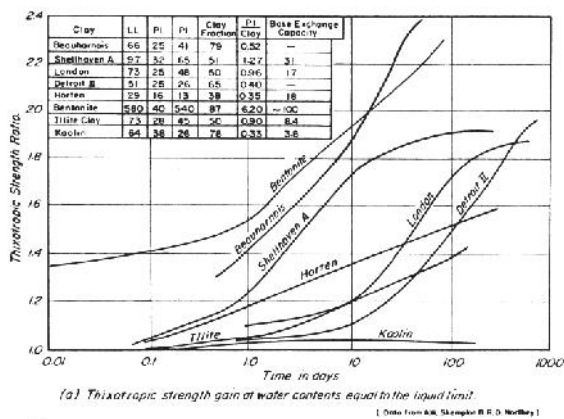


Figura 6.8: Risultati dei guadagni di resistenza tixotropici

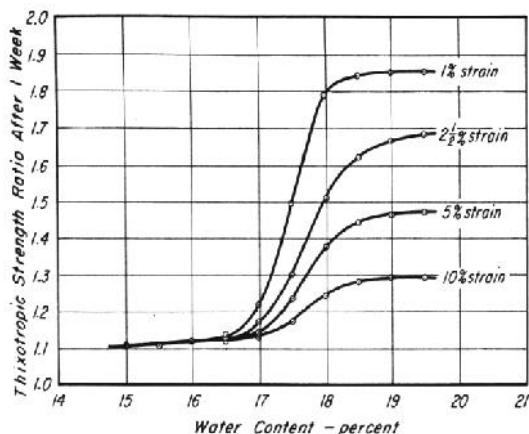


Figura 6.9: Risultati dei guadagni di resistenza tixotropici per differenti valori di sforzo assiale

comportamento tixotropico dipende dall'equilibrio delle forze tra le particelle e che per soddisfare l'equilibrio di tali forze sulla loro superficie c'è una tendenza per le particelle della stessa sostanza ad aderire tra di loro.

Moretto, Skempton, Northey, L. Berger, Seed e Chan hanno tutti illustrato l'aumento della forza dei suoli di argilla dopo un periodo di invecchiamento con un contenuto d'acqua costante.

Con l'eccezione del caolino, tutti i suoli hanno ricevuto un aumento di forza con il tempo di invecchiamento. I dati indicano che più bassa è la tensione e più pronunciati sono gli effetti tixotropici.

Nella figura 6.9 sono rappresentati i guadagni di resistenza per differenti valori di sforzo assiale e si è visto che l'effetto tixotropico è piccolo per i campioni con un contenuto d'acqua inferiore a quello ottimo e che invece questo effetto aumenta se il contenuto d'acqua è maggiore.

Il termine "struttura flocculata" si riferisce ad una struttura in cui le particelle di argilla sono organizzate in un allineamento più o meno casuale e dove le forze interparticellari erano all'inizio principalmente attraenti e nel terreno sono state compresse.

Il termine "struttura dispersa" si riferisce ad una struttura in cui le particelle di argilla sono organizzate in un allineamento parallelo e dove le forze erano repulsive e nel terreno sono state compresse.

Quando un terreno tixotropico è rimodellato o compresso, una parte dell'energia di taglio esternamente applicata è utilizzata per distribuire le particelle d'argilla uniformemente lungo superfici parallele. Le particelle legandosi alle molecole d'acqua andranno a diminuire la resistenza fino a quella residua. Minore è la distanza tra le particelle, maggiore è la percentuale richiesta di energia esterna per provocare il movimento delle particelle. Per distanze molto elevate tra le particelle, l'eccesso di sforzo di taglio si trasforma in energia cinetica.

Quando cessa l'azione dell'energia esterna, il terreno viene lasciato con un eccesso di energia interna che viene dissipata per mezzo di movimenti interni delle particelle e la redistribuzione.

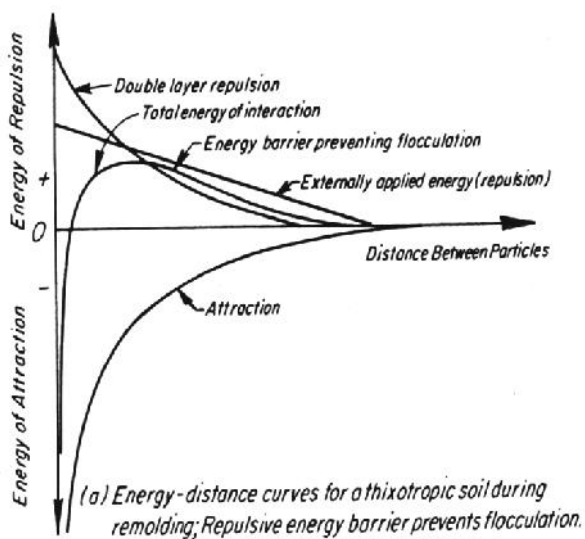


Figura 6.10: Curve energia-distanza per un terreno tixotropico durante il processo di taglio

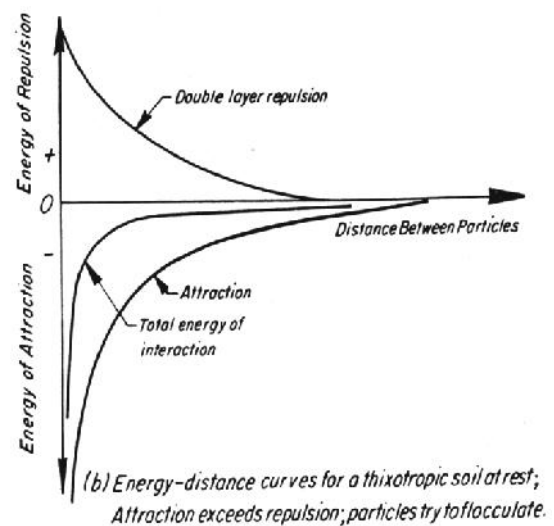


Figura 6.11: Curve energia-distanza per un terreno tixotropico quando cessano gli sforzi esterni

Poiché i cambiamenti strutturali di questo tipo dipendono da movimenti fisici reali delle particelle, dell'acqua e degli ioni, sono ora tempo dipendenti. Questi mutamenti strutturali interni sono a loro volta riflessi tramite il comportamento fisico del terreno e quindi in un aumento della resistenza.

La mobilità delle particelle è legata a fattori come il contenuto d'acqua, la dimensione delle particelle, la loro forma, la facilità di spostamento delle molecole d'acqua adsorbite e la tensione durante l'invecchiamento.

## **6.7 CREEP E RILASSAMENTO**

I fenomeni più comuni dipendenti dal tempo sono il creep e il rilassamento, e la risposta del terreno può essere di vari tipi, influenzata soprattutto dal tipo di suolo, dalla struttura, dalla storia di carico e dal tipo di carico, dalle condizioni di drenaggio e altri fattori.

I risultati di studi e ricerche sulle deformazioni time dependent e sui fenomeni di sforzo nei terreni possono portare ad ottenere importanti informazioni sulla struttura dell'argilla, sui legami interparticellari e sui meccanismi che controllano la forza e il comportamento delle deformazioni. Le deformazioni dipendenti dal tempo sono quindi il risultato sia di sforzi volumetrici che di taglio.

La variazione di volume è causata sia dalla consolidazione primaria, controllata dalla velocità di fuga dell'acqua, che dalla compressione secondaria, controllata dalla resistenza viscosa della struttura del terreno. Quest'ultimo viene spesso chiamato creep volumetrico.

Le deformazioni time-dependent di taglio fanno invece spesso riferimento al creep deviatorico.

Alcune delle principali caratteristiche di creep e rilassamento sono:

1. L'applicazione di uno sforzo causa un primo periodo di creep: la velocità di deformazione è abbastanza alta ma diminuisce con il passare del tempo; subentra una fase di creep costante e infine, se lo sforzo è sufficientemente grande, una accelerazione di creep che porta alla rottura.

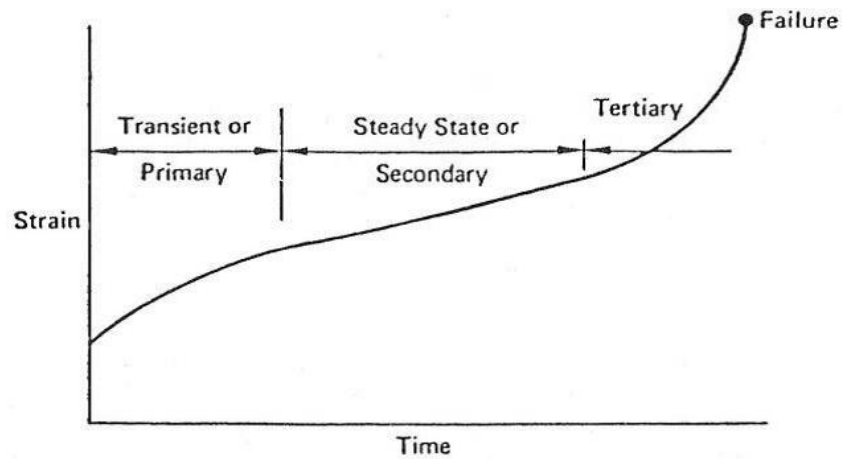


Figura 6.12: Grafico deformazioni-tempo con i tre stadi di creep

2. L'importanza degli effetti aumenta con la plasticità, il contenuto d'acqua e dei livelli di sforzo deviatorico ma il comportamento ha quasi lo stesso andamento per tutti i terreni.

3. La formazione e distruzione di legami, le distorsioni della struttura del terreno e i movimenti relativi tra particelle sono la causa dei cambiamenti di intensità di sforzo di taglio e sforzo normale nei contatti interparticellari che possono essere responsabili di forti modificazioni nell'intensità di creep.

4. La velocità di slittamento dipende dall'intensità di forze normali e tangenziali interparticellari. Le particelle si riorganizzano per ridurre gli sforzi tangenziali aumentando la componente normale, la quale riduce la velocità di slittamento tra particelle e in generale l'intensità di creep del terreno. Anche processi dipendenti dal tempo, come la cementazione chimica o la tixotropia, possono modificare l'intensità di creep. È possibile dimostrare comunque che i cambiamenti strutturali che accompagnano la deformazione di creep, possono essere giustificati da cambiamenti nell'intensità di sforzo applicato. Una schematica rappresentazione dell'influenza dell'intensità dello sforzo sulla velocità di deformazione ad un dato tempo dopo l'applicazione di tensione è mostrata qui sotto nella Figura 6.13.

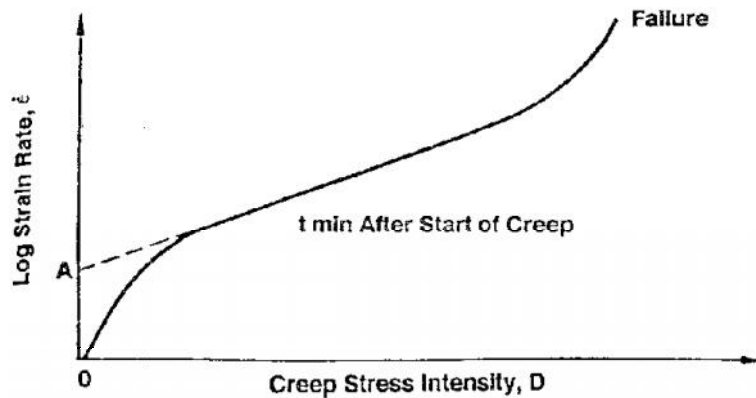


Figura 6.13: Grafico intensità sforzo - velocità di deformazione

5. Alcuni terreni si indeboliscono sotto uno scorrimento dovuto ad uno sforzo costante. Questo tipo di indebolimento è detto scorrimento di rottura e può essere il risultato di una rottura progressiva dei legami interparticellari o di riduzioni di sforzo effettivo causate da deformazioni a loro volta provocate dall'incremento del contenuto d'acqua o della pressione intergranulare. La pressione intergranulare può incrementare, diminuire o rimanere la stessa durante lo scorrimento a seconda delle tendenze di cambio di volume della struttura del terreno durante la deformazione.

6. La deformazione sotto sforzo costante produce un incremento di rigidità sotto l'azione di aumenti consecutivi di tensione.

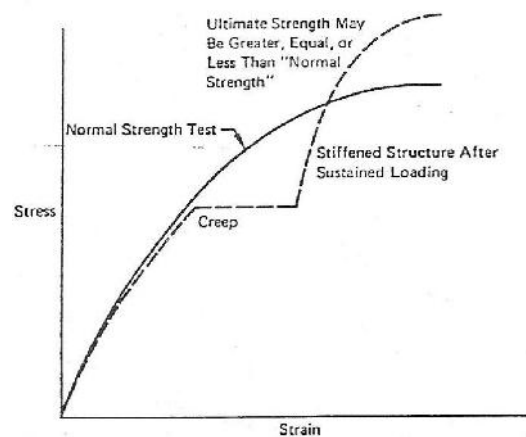


Figura 6.14: Effetto di caricamento costante sul comportamento di sforzo - deformazione

Sebbene per alcuni materiali la curva deformazione-tempo può essere approssimata ad uno stato stabile per una parte del tempo, una vera condizione di stato stabile non esiste ancora. Esiste però una caratteristica relazione tra la velocità di deformazione e il tempo per gran parte dei terreni, almeno per semplici stati di tensione e condizioni drenate.

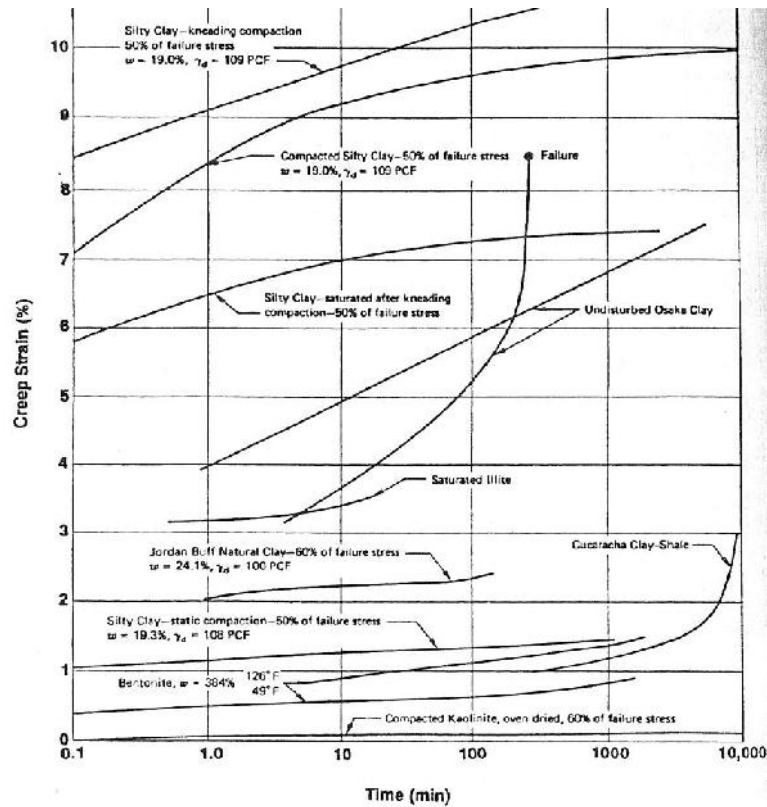


Figura 6.15: Differenti grafici deformazione - log tempo

La relazione tra deformazione di creep e il logaritmo del tempo può essere lineare, concava sotto o concava sopra, come mostrato in Figura 6.15. Non è stata ancora dimostrata un legge fondamentale di comportamento che detti una forma o un'altra. Come approssimazione è utilizzato un modello di comportamento lineare.

La deformazione dei terreni coinvolge la ridisposizione tempo-dipendente del problema.

In conclusione si può definire il fenomeno di creep deviatorico come un processo di incrudimento meccanico dovuto a cambiamenti nella densità del terreno e a piccoli spostamenti a seguito dell'incremento dei legami interparticellari (interlocking) dipendenti, a loro volta dall'aumento delle superfici di contatto. Il processo di creep deviatorico a seguito dell'applicazione di uno sforzo tangenziale costante si manifesta in funzione dello stato tensionale, del tempo (fenomeno time-dependent) e della temperatura.

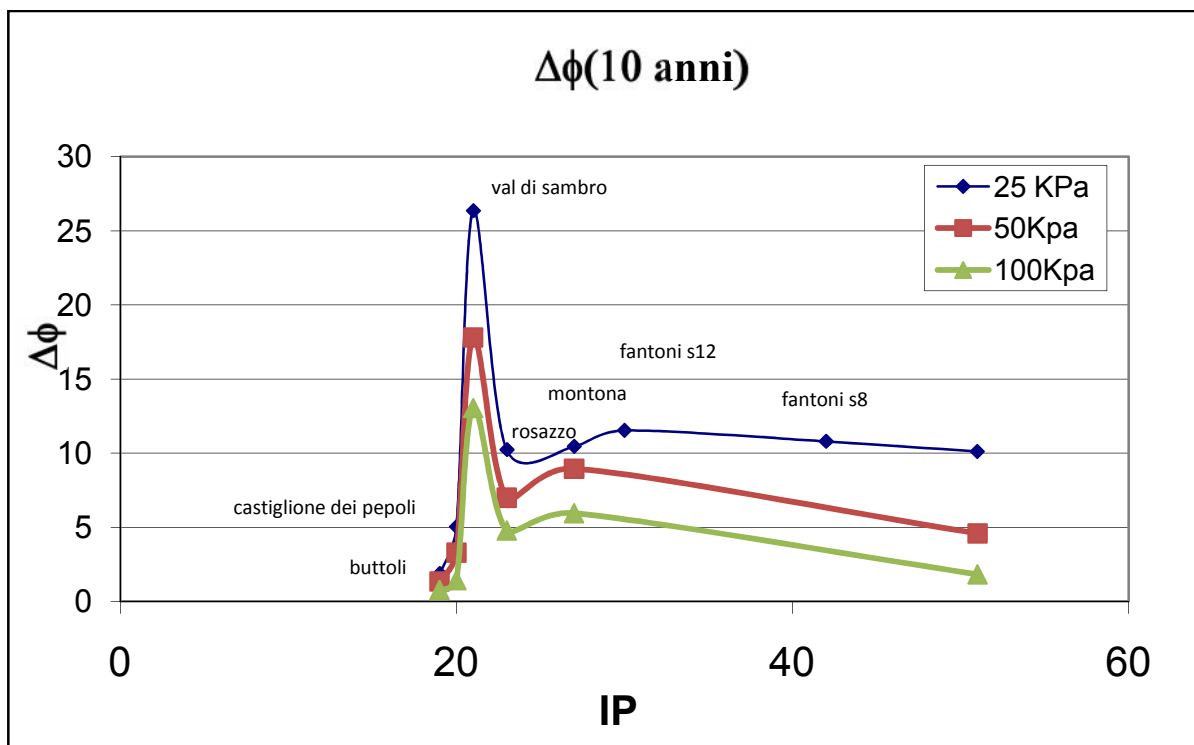
## Capitolo 7

### ANALISI COMPARATA

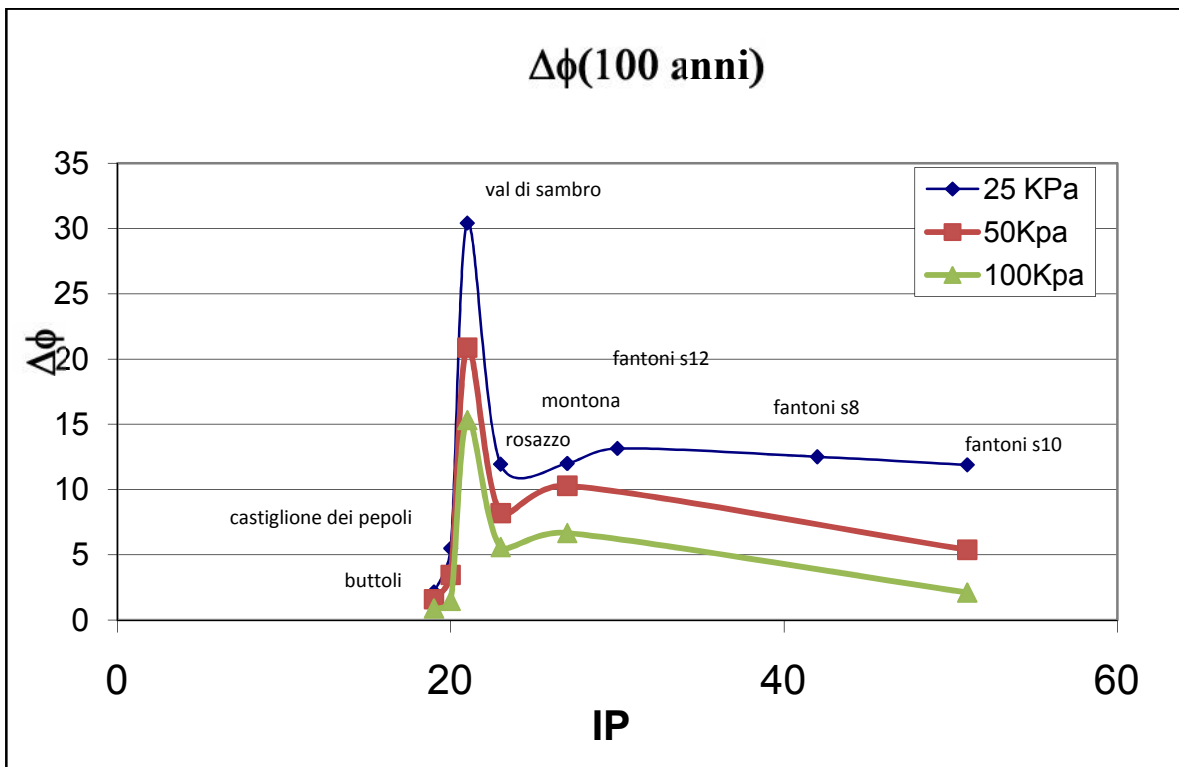
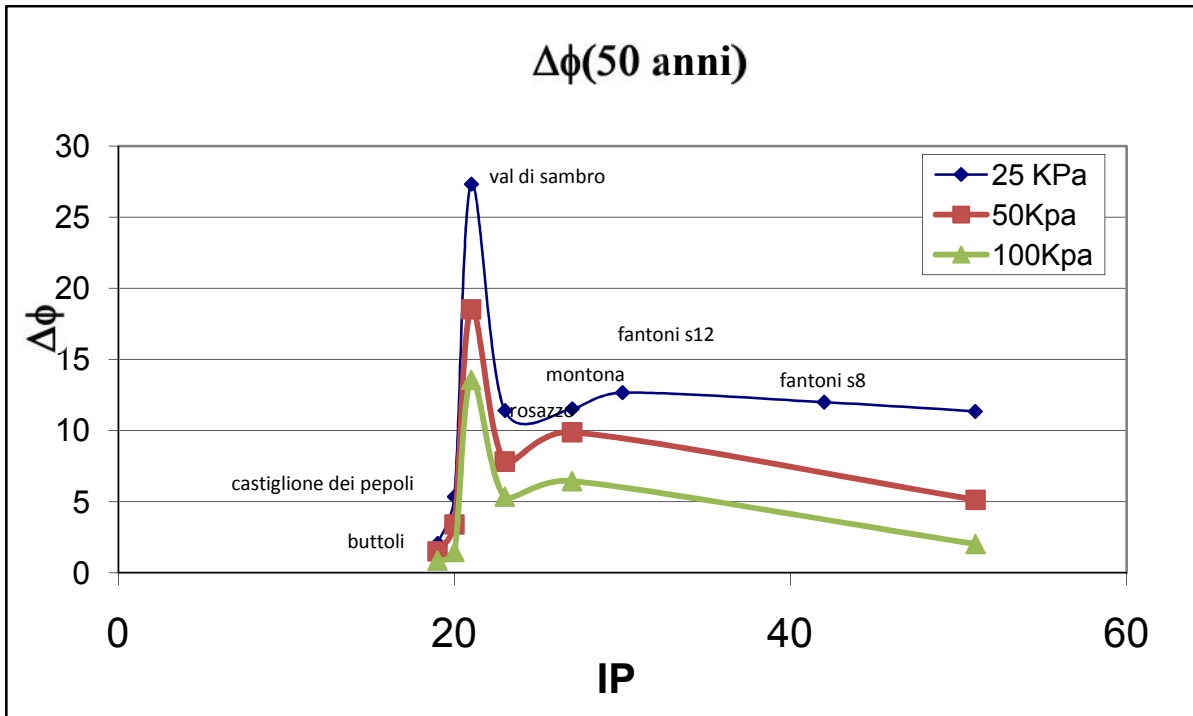
I risultati ottenuti confermano un recupero di resistenza durante il processo di ageing nei terreni umidi. Compariamo quindi gli esiti conseguiti nelle prove di riattivazione dei terreni umidi per evidenziare la dipendenza di queste grandezze dalle caratteristiche mineralogiche e dalle proprietà dei terreni considerati.

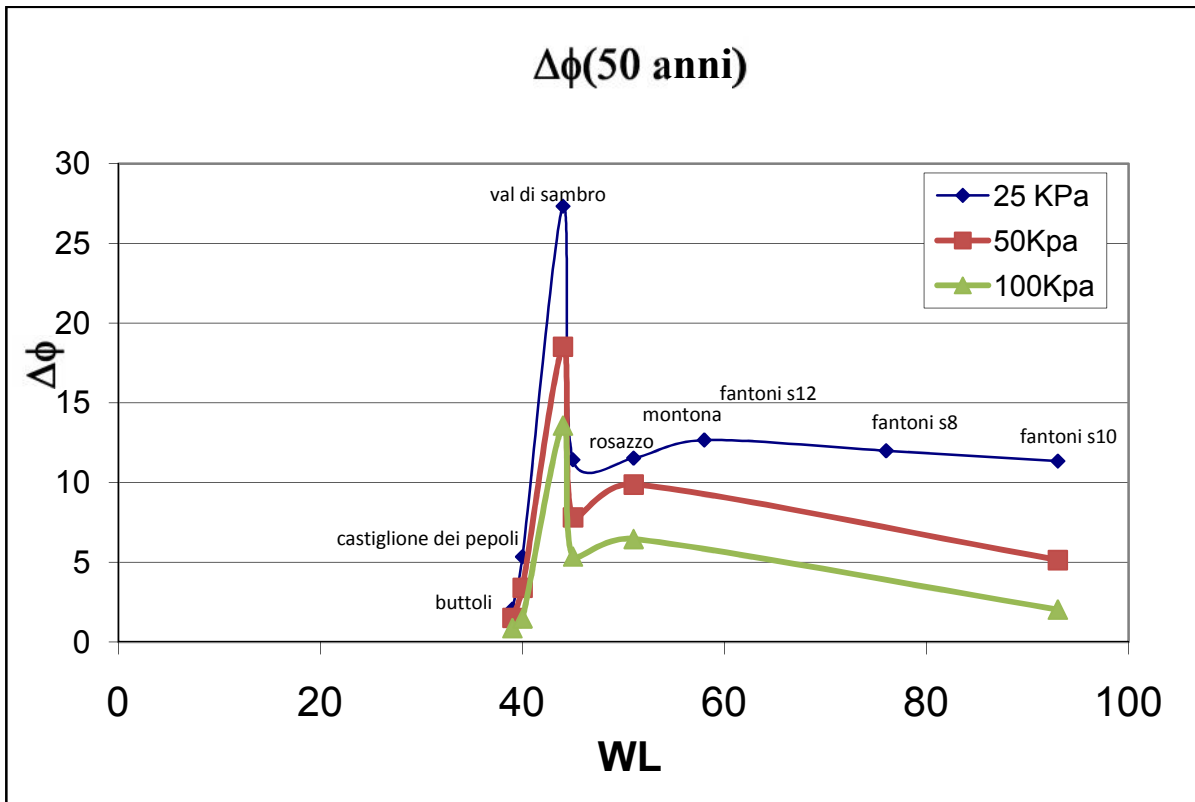
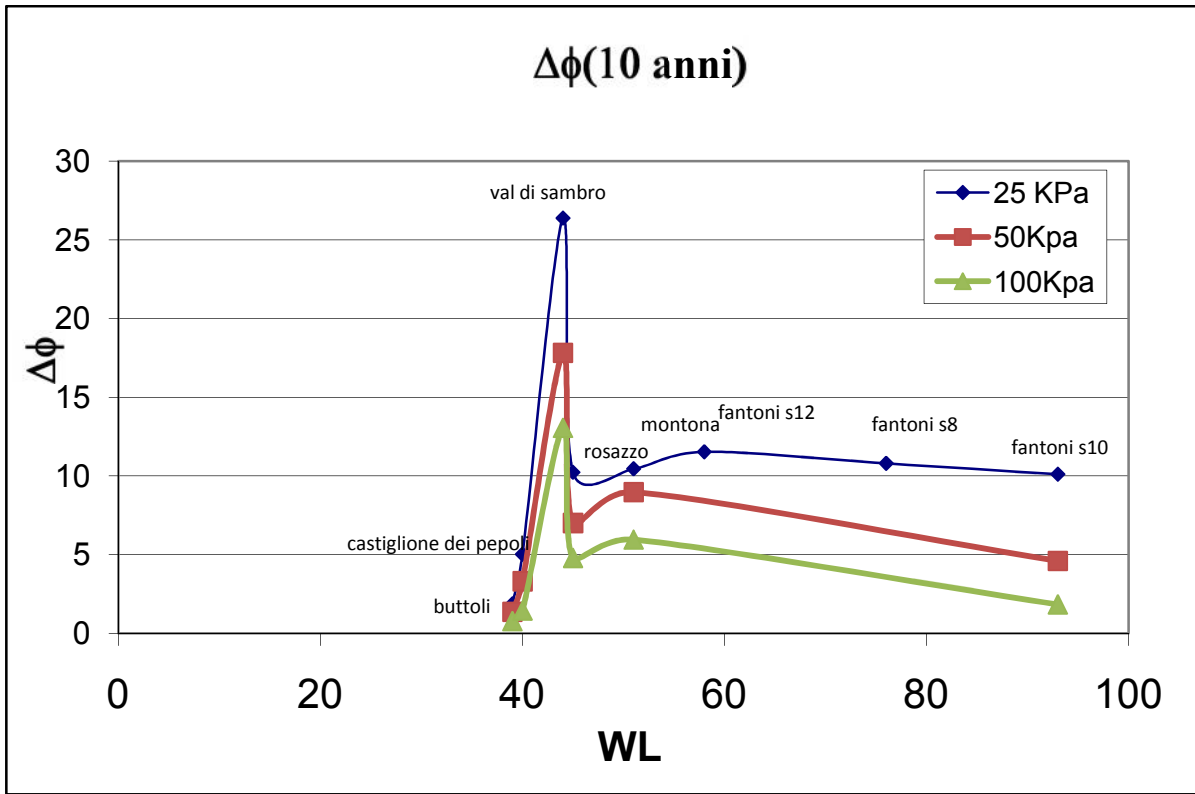
In questo capitolo, quindi, eseguiamo un'analisi comparata tra i diversi terreni presi in esame per individuare una corrispondenza tra i valori di resistenza, ottenuti nelle prove di taglio, e le caratteristiche mineralogiche e granulometriche determinate durante la fase di caratterizzazione mineralogica e dai limiti di Atterberg.

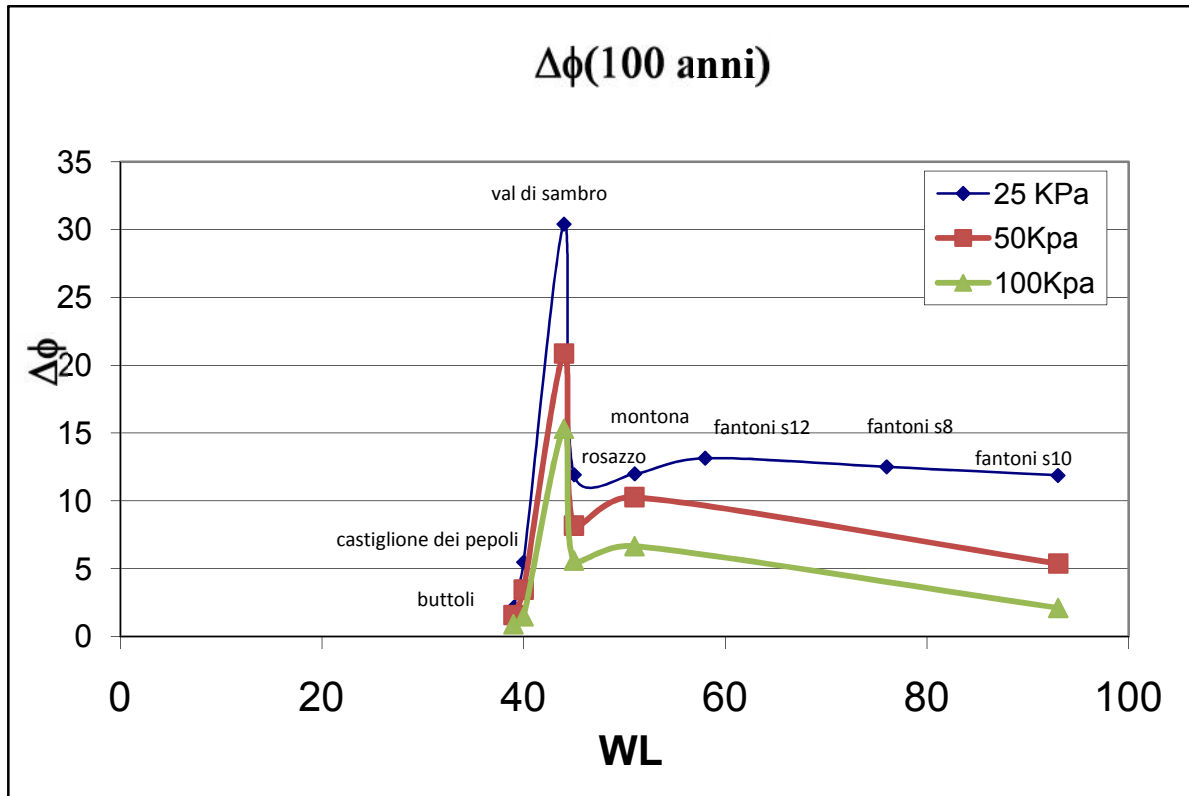
La prima serie di elaborazione dati mette in relazione l'incremento di resistenza alla riattivazione  $\Delta\phi$  con i parametri IP e WL, ossia l'indice di plasticità ed il limite di liquidità.







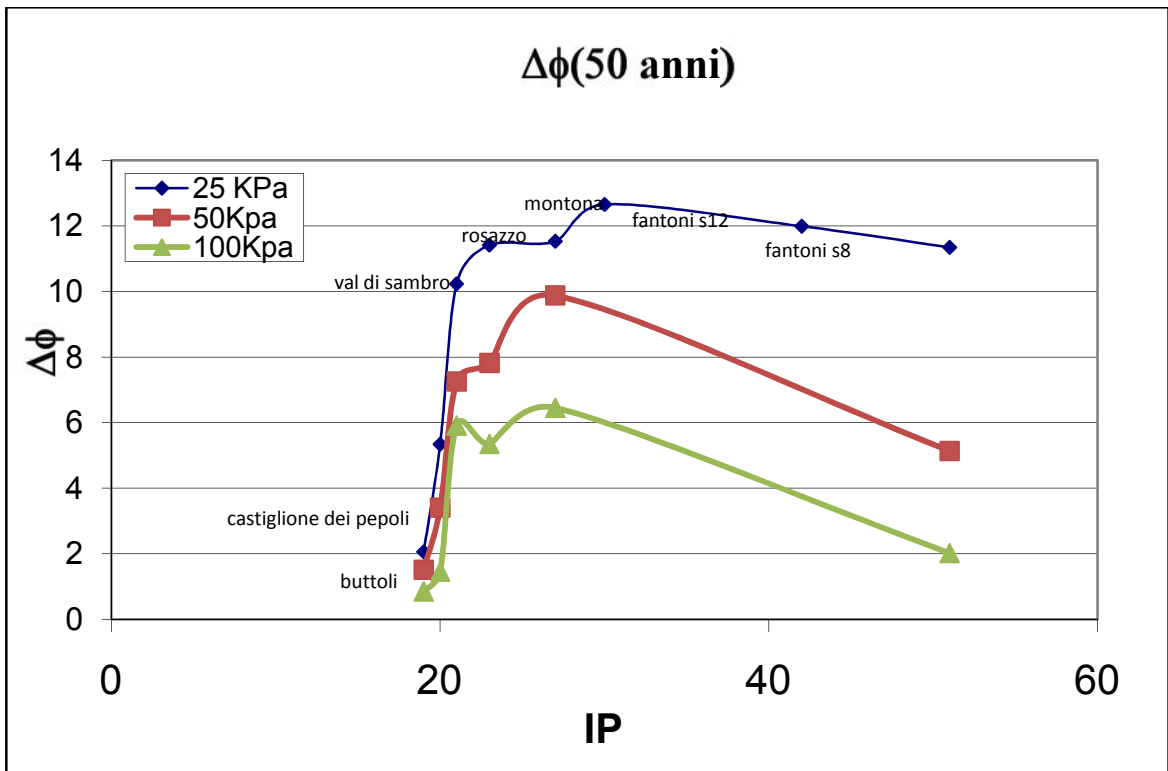
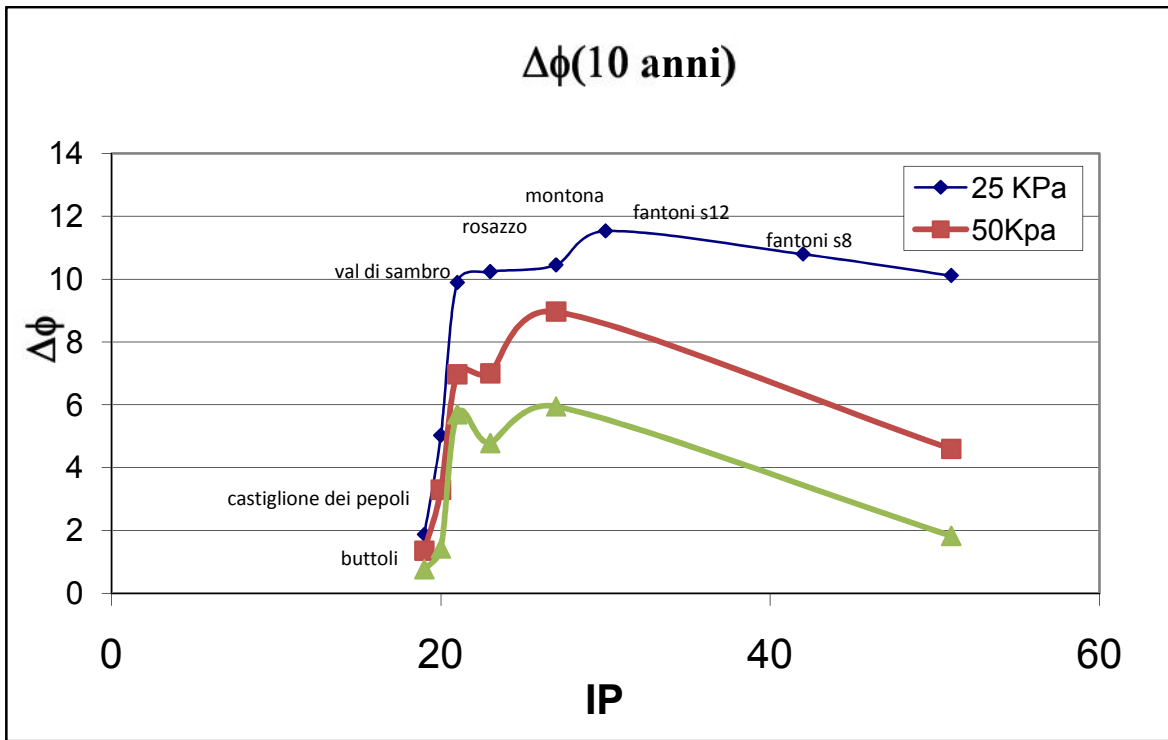


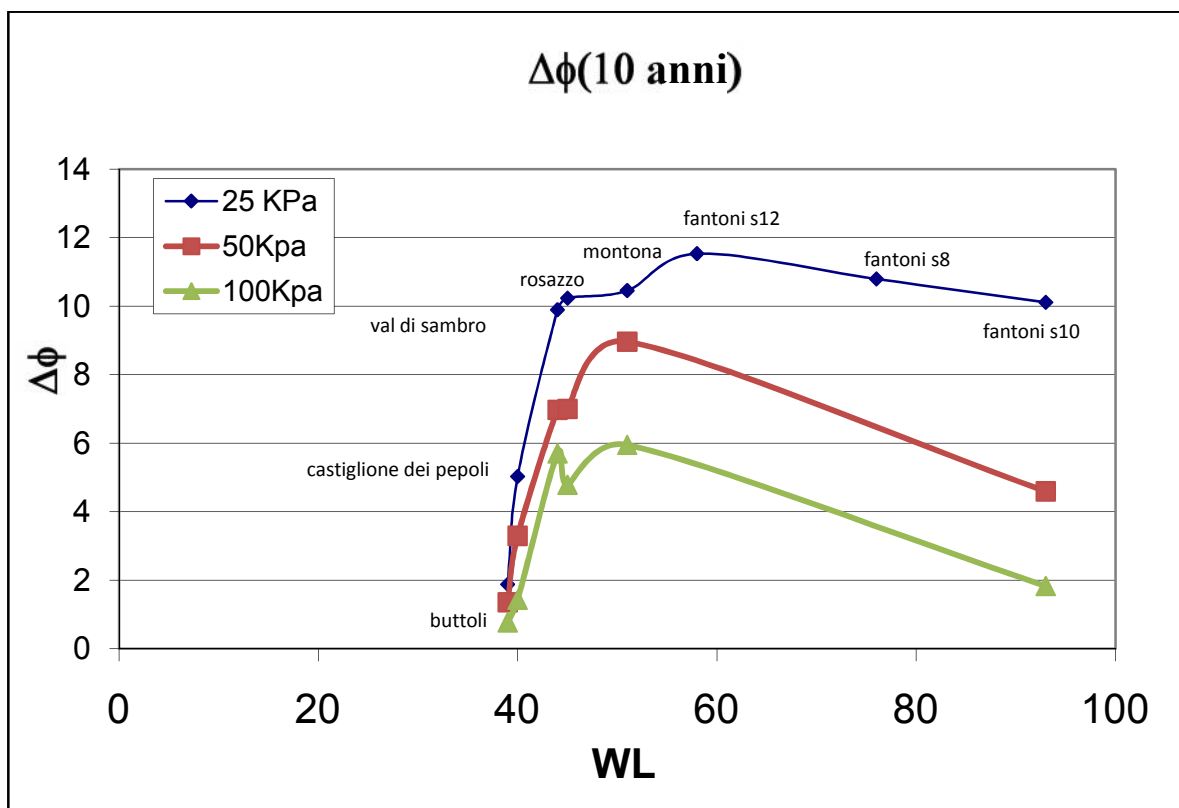
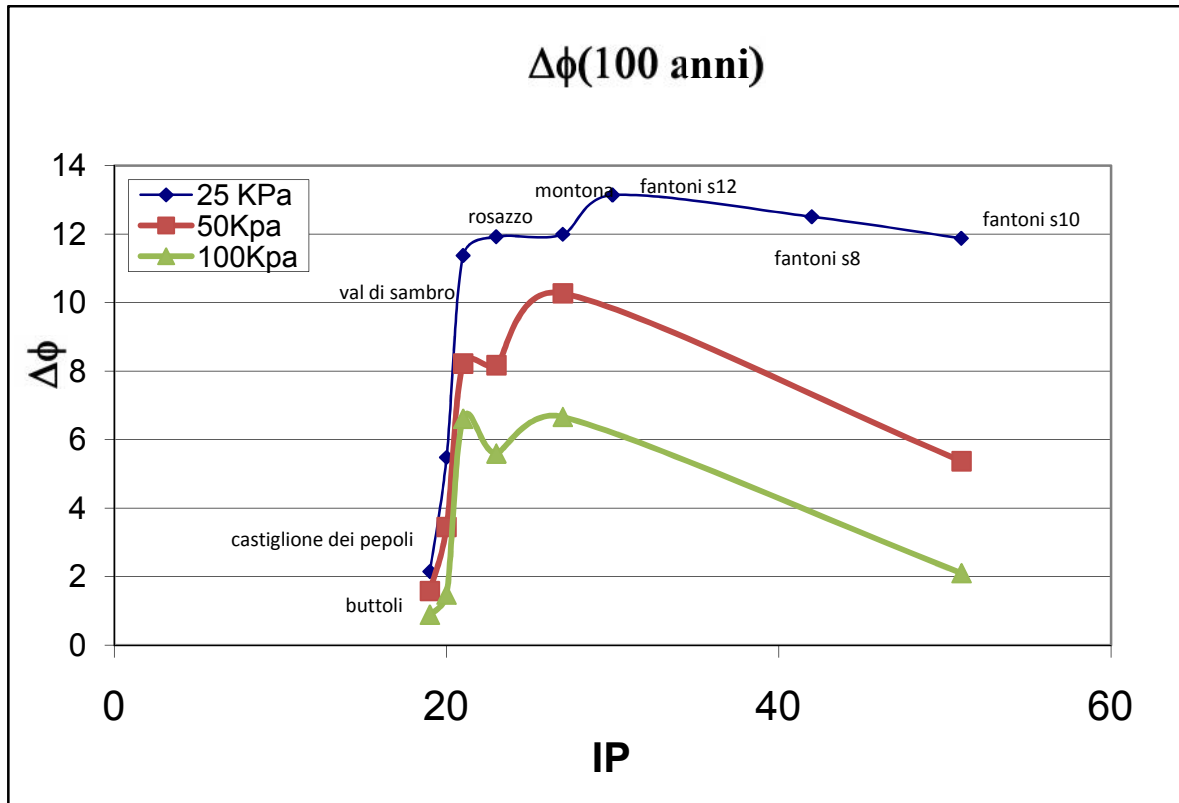


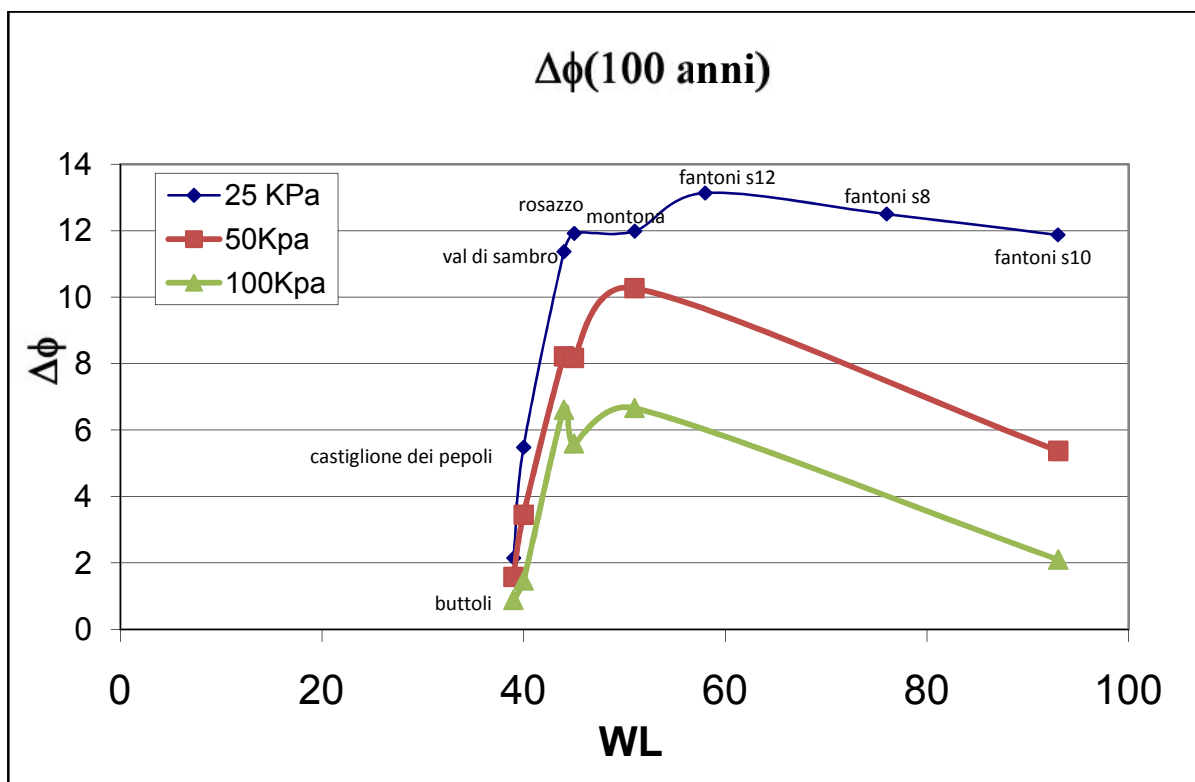
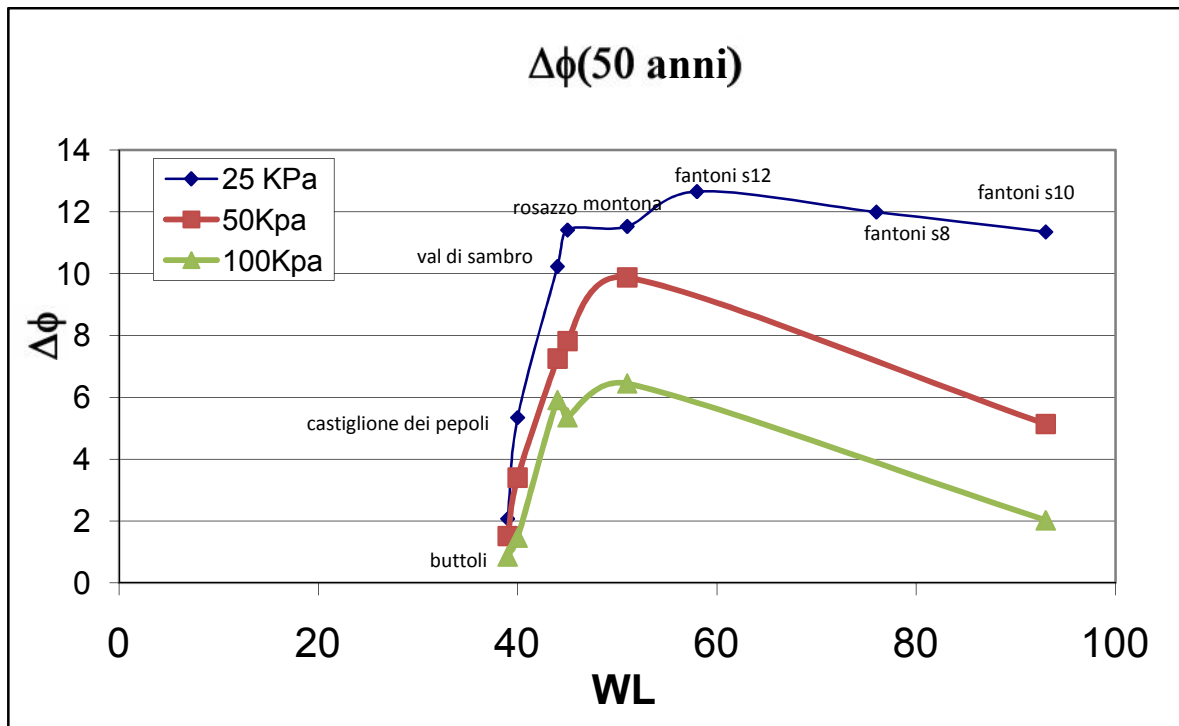
Dai grafici ottenuti si evince un'anomalia del comportamento dell'incremento di resistenza alla riattivazione  $\Delta\phi$  relativo al campione della Val di Sambro: in ciascun tipo di grafico si riscontra un valore elevato di  $\Delta\phi$  per il terreno di Val di Sambro, rispetto all'andamento di tutti gli altri campioni presi in analisi. In particolare, fissati i valori di IP e WL per la Val di Sambro e comparati con quelli degli altri terreni, si attendevano per  $\Delta\phi$  valori simili a quelli registrati per Castiglione dei Pepoli e Rosazzo.

La probabile spiegazione a tale anomalia è ricercabile nei possibili processi di essiccamento in periodo estivo, nelle prove dilunga durata di 2 mesi e 7 mesi.

È stata seguita, quindi, una seconda elaborazione dei dati al fine di capire di quanto dovesse diminuire il  $\Delta\phi$  della Val di Sambro per ottenere i parametri conformi a quanto rilevato negli altri siti di indagine. Dapprima sono stati individuati come termini di paragone indice di plasticità, IP, ed il limite di liquidità, WL, e ciò ha ristretto la scelta ai siti di Castiglione dei Pepoli e Rosazzo. Operativamente si è proceduto con l'abbassamento proporzionale del valore di tau di picco di riattivazione: tale abbassamento è risultato perciò crescente con l'aumentare del periodo di ageing. Questa ipotesi ha portato ad un abbassamento del 50% del  $\Delta\phi$  della val di Sambro rispetto al valore sperimentale.







Nei grafici riportati sopra si può notare come la resistenza residua e il recupero di resistenza per il terreno di Buttolì siano molto inferiori rispetto agli altri terreni.

Si è già visto nel capitolo precedente che durante il rimodellamento di un terreno attraverso l'applicazione di uno sforzo di taglio, le particelle argillose legandosi alle molecole d'acqua vanno a diminuire la resistenza fino ad ottenere quella residua.

Nelle argille pure, più elevata è la densità di carica maggiore risulterà lo spessore dello strato d'acqua, portando così ad una minore resistenza residua. Questo potrebbe far pensare che per i campioni di Fantoni, che presentano un elevato indice di attività, la resistenza residua sia minore rispetto agli altri campioni. Osservando però i dati si nota come questo non avvenga e contemporaneamente il valore di resistenza residua sia elevato. Questo fatto si può attribuire alla presenza di una percentuale di frazione sabbiosa che non permetta la continuità nella formazione del doppio strato e che porti alla formazione di legami interparticellari con le particelle argillose.

Il recupero di resistenza è dovuto ai cambiamenti nell'arrangiamento delle particelle ed al numero di legami che si formano tra le particelle quando cessa l'azione di taglio cioè durante il periodo di invecchiamento.

Nei campioni di Fantoni, quindi, il recupero di resistenza è maggiore rispetto a Buttoli perché essendo un terreno più attivo, porta alla formazione di legami più forti e quindi l'energia, che deve essere fornita dall'esterno per la rottura di questi legami risulta maggiore.

La stessa spiegazione può essere data per l'indice di plasticità ed il limite di liquidità che presentano valori minori per Buttoli, essendo un terreno meno attivo.

Gli esperimenti riportati nella letteratura scientifica mostrano come la resistenza al taglio residua sia un importante parametro per valutare la stabilità di frane riattivate.

La correlazione tra resistenza residua e gli indici del terreno, è stata esaminata in dettaglio già nel 1964 da Skempton che osservò la tendenza dell'angolo di resistenza residua a diminuire all'aumentare della frazione argillosa.

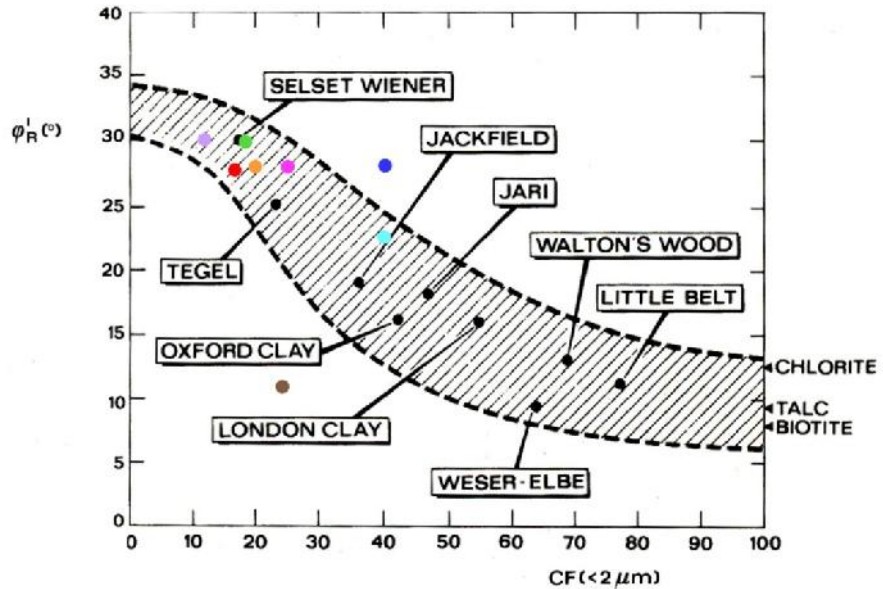
In seguito Lupini nel 1981 hanno accertato che il comportamento di taglio residuo è classificato in tre modi: un "sliding mode", un "transitional mode" e un "turbolent mode" dipendenti dalla forma delle particelle e dal coefficiente di frizione interparticellare.

Nei grafici seguenti, oltre a questi dati, riporteremo anche quelli relativi alle frane di Buttoli, Fantoni, Montona, Rosazzo, Castiglione dei Pepoli e Val di Sambro e osserveremo pertanto le relazioni tra i vari parametri.

Riportiamo di seguito i grafici di Skempton e Lupini nei quali però sono stati inseriti i dati relativi ai siti presi in esame. Successivamente sono state fatte altre elaborazioni prendendo in esame le caratteristiche mineralogiche e granulometriche.

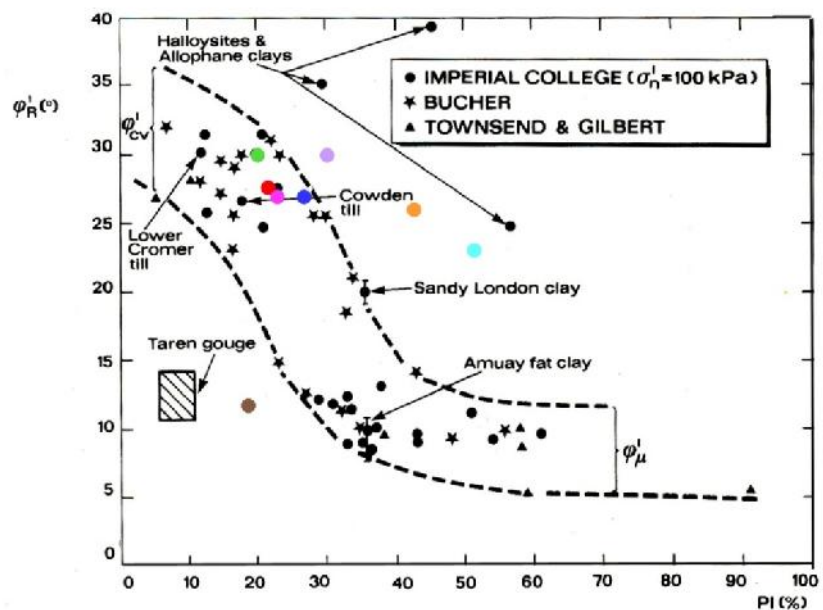
*Variatione di  $\phi'_R$  con il contenuto di argilla (Skempton, 1964).*

- Val di Sambro
- Buttoli
- Montona
- Rosazzo
- Fantoni S8
- Fantoni S10
- Fantoni S12
- Castiglione dei Pepoli

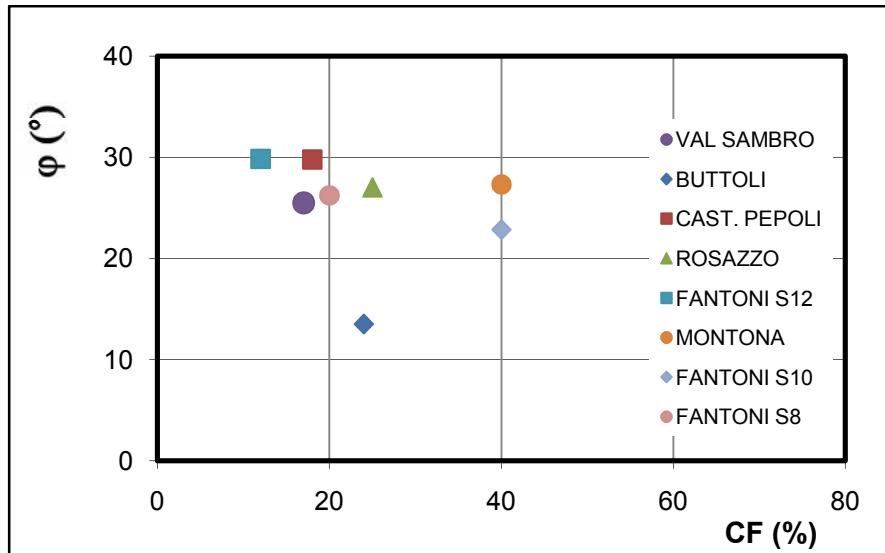


- Val di Sambro
- Buttoli
- Montona
- Rosazzo
- Fantoni S8
- Fantoni S10
- Fantoni S12
- Castiglione dei Pepoli

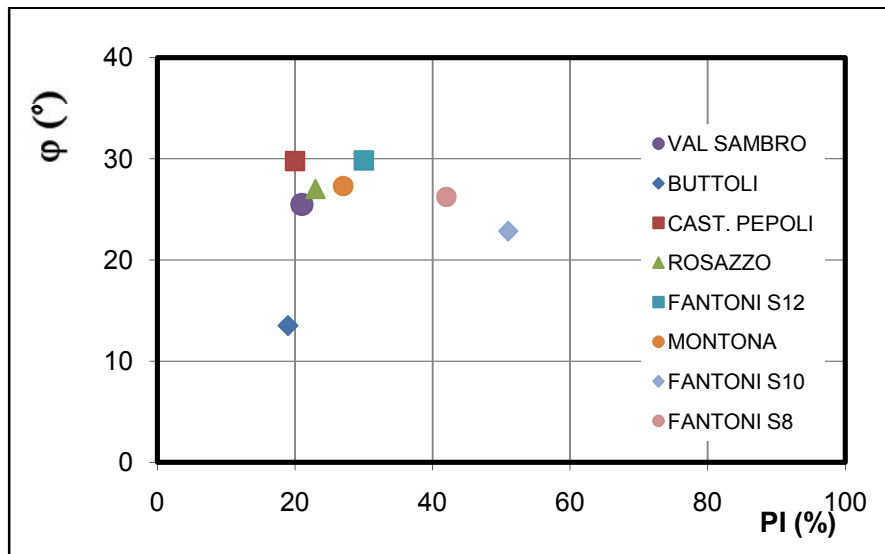
*Variatione di  $\phi'_R$  con l'indice di plasticità (Lupini et al., 1981).*



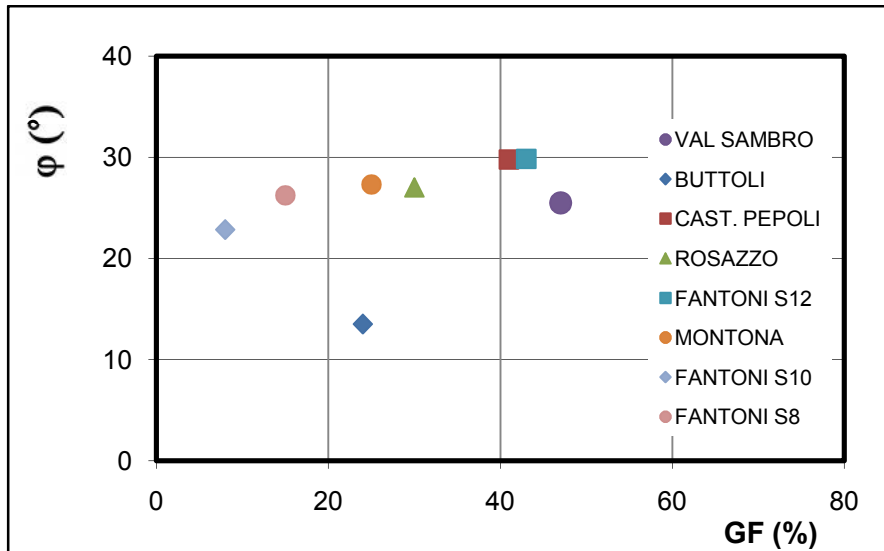




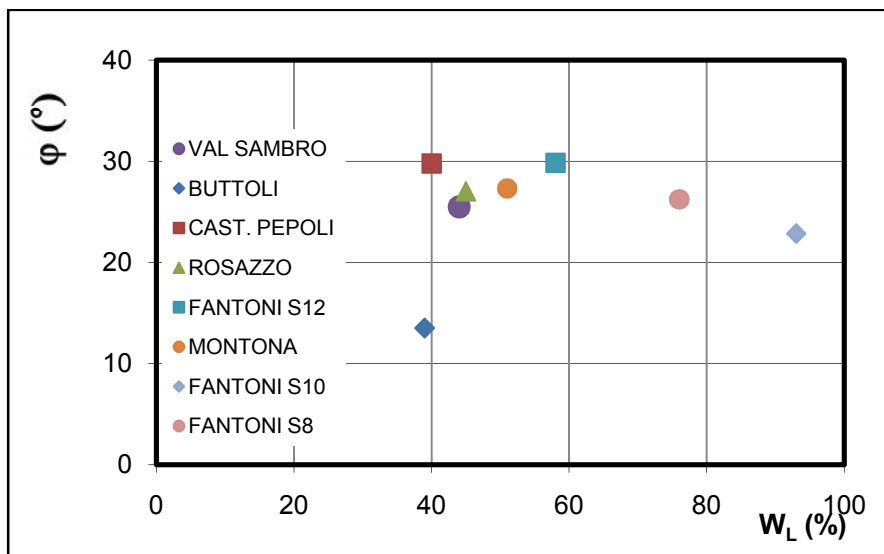
Questo grafico mette in relazione l'angolo di resistenza residua con la CF (ottenuta come passante al setaccio #200) e in accordo con Skempton mostra che all'aumentare della frazione argillosa l'angolo di resistenza residua diminuisce e che quando la CF è circa il 50% la resistenza residua è quasi interamente controllata dalla "sliding friction" dei minerali argillosi. Un ulteriore incremento della CF ha poco effetto.



La figura mette in relazione l'angolo di resistenza residua e l'indice di plasticità e in accordo con Lupini si è visto che l'angolo di resistenza residua tende a diminuire all'aumentare di IP.



In questo secondo grafico in ascissa è stata riportata la percentuale sabbiosa tra il passante al 40 e il passante al 200 in quanto le prove sono state eseguite con il passante al 40. In questo caso si nota un aumento di  $\phi$  all'aumentare della GF.



Quest'ultimo grafico mette in relazione l'angolo di resistenza residua con WL: esso evidenzia come  $\phi$  tenda a diminuire all'aumentare del limite di liquidità.



## CONCLUSIONI

- Si conferma, per i terreni italiani esaminati, come l'angolo di resistenza residua decresca all'aumentare della frazione argillosa ed aumenti all'aumentare della frazione sabbiosa. Le particelle sabbiose non adsorbono acqua e non sono in grado di scivolare l'una sull'altra lungo il piano di scorrimento. Viceversa, le particelle argillose tendono a ridurre l'attrito per la presenza d'acqua nell'intorno della particella stessa e per la modifica dell'assetto strutturale durante l'azione tagliante.
- L'angolo di inviluppo della resistenza residua decresce in modo significativo nei terreni umidi rispetto a quelli secchi.
- Tutti i terreni umidi hanno mostrato un recupero di resistenza alla riattivazione in seguito ad un periodo di invecchiamento. Il recupero di resistenza è proporzionalmente più accentuato in terreni sottoposti a basse tensioni normali e a lunghi periodi di ageing.
- Il recupero di resistenza alla riattivazione di terreni portati a condizioni residue può essere spiegato facendo riferimento ai fenomeni di tipo tixotropico che si manifestano in presenza di acqua. I terreni secchi, infatti, non presentano un recupero di resistenza significativo.
- L'angolo di inviluppo della resistenza alla riattivazione è anche legato alle caratteristiche mineralogiche del terreno. Si è osservato che l'aumento di resistenza tixotropica è maggiore nei terreni caratterizzati da una maggiore quantità di limo e sabbia.



## BIBLIOGRAFIA

- LANCELLOTTA R. (1982) – “*Geotecnica*”
- COLOMBO P., COLLESELLI F. (1996) – “*Elementi di geotecnica*”
- MITCHELL J.K. (1976) – “*Fundamentals soil behavior*”
- MITCHELL J.K. (1960) – “*Fundamental aspects of thixotropy in soils*” – Journal of the soil mechanics and foundations division.
- AA.VV (1997) – “*Lezioni del corso di Litologia e Geologia*”
- L. CALLIGARO, A. MANTOVANI (1996) – “*Fondamenti di chimica per l'ingegneria*”
- WILLIAM LAMBE (1958) – “*The structure of compacted clay*”- “*The engineering behavior of compacted clay*” - Journal of the soil mechanics and foundations division.
- GRIM R. E. (1953) – “*Clay mineralogy*”
- CARRUBBA P., DEL FABBRO M. (2003) – “*Resistenza residua alla riattivazione del flysch di Cormons*” – Rivista italiana di geotecnica.
- CARRUBBA P., DEL FABBRO M. (2004) – “*Resistenza alla riattivazione di una formazione flyschoidale*” – Incontro annuale dei Ricercatori di Geotecnica 2004 – Trento 7-9 luglio 2004
- CARRUBBA P. and DEL FABBRO M. (2008): “*Laboratory Investigation on Reactivated Residual Strength*” – Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering; March 2008 pp. 302-315
- LAMBE WHITMAN - “*Meccanica dei terreni*”
- OVCHARENKO, NICHIPORENKO ET ALII - “*Investigation of the physicochemical mechanics of clay-mineral dispersions*”
- TIMOTHY D. STARK, HANGSEOK CHOI and SEAN McCONE (2005): “*Drained Shear Strength Parameters for Analysis of Landslides*” – Journal of Geotechnical and Geoenvironmental engineering; May 2005 pp. 575-588.

- GIBO S., EGASHIRA K., OHTSUBO M. and NAKAMURA S. (2002): “*Strength recovery from residual state in reactivated landslides*” – Geotechnique, 52, No. 9; pp. 683-686
- TIMOTHY D.STARK, F. ASCE and MANZOOR HUSSAIN, S.M.ASCE (2010): “*Drained Residual Strength for Landslides*” – GeoFlorida 2010 Conference
- SCHMERTMANN J.M (1991): “*The Mechanical aging of soils*” – J. Geotech. Engrg. 117/9; pp. 1288-1330
- SUZUKI, TSUZUKI, YAMAMOTO – Mem Fac Eng Yamaguchi univ. Vol.56 (2005) “*Physical and chemical index properties of residual strength of various soil*”
- GRATCHEV, SASSA, FUKUCKA- Annuals of Disas.Res.Inst. Kyoto Univ No.48 (2005) “*The shear strenght of clayey soils from reactivated landslides*”

#### SITI INTERNET

- <http://www.asce.org>
- <http://www.galenotech.org/teoriaDLVO.htm>
- <http://www.galenotech.org/potzeta.htm>
- [http://www.exquire.it/pagine%20formazione/Tecnologie/le\\_argille.htm](http://www.exquire.it/pagine%20formazione/Tecnologie/le_argille.htm)