

**Organo dell'Associazione Geotecnica Italiana  
Casa Editrice Prof. Riccardo Pàtron & C. S.r.l.**

Via Marsala 31, 40126 Bologna  
tel. 051/76.70.03

*Redazione*

c/o Associazione Geotecnica Italiana  
Viale dell'Università, 11  
00185 Roma  
tel. 06/4465569  
fax. 06/44361035  
E-mail: agiroma.rig@iol.it

*Presidente*

Sebastiano Rampello

*Segretario generale*

Claudio Soccodato

*Segretaria di redazione*

Anna D'Elia

*Direttore responsabile*

Daniele Cazzuffi

*Amministrazione, abbonamenti e pubblicità*

Casa Editrice Prof. Riccardo Pàtron & C. S.r.l.  
Via Marsala 31, 40126 Bologna  
tel. 051/76.70.03

E-mail: info@patroneditore.com

Sito: www.patroneditore.com

Sul sito, nella sezione riviste, sono presenti tutti gli indici delle annate pubblicate.

La rivista è stata inserita nella banca dati bibliografica SCOPUS a partire dal primo numero dell'annata 2013.

**La Rivista Italiana di Geotecnica viene inviata ai Soci dell'Associazione Geotecnica Italiana.**

**Per i non soci le condizioni d'acquisto sono le seguenti:**

Abbonamento cartaceo Italia € 100,00  
Abbonamento cartaceo estero € 150,00  
Abbonamento online Privati € 80,00  
Abbonamento online Enti, Biblioteche, Università € 200,00  
Fascicoli singoli cartacei Italia € 30,00  
Fascicoli singoli cartacei estero € 50,00  
PDF singoli articoli € 20,00

Per abbonamenti e ordini di arretrati, rivolgersi all'Ufficio Abbonamenti: abbonamenti@patroneditore.com o collegarsi al sito www.patroneditore.com/riviste

I pdf dei singoli articoli e gli abbonamenti online possono essere richiesti solo collegandosi al sito

www.patroneditore.com/riviste

Gli abbonamenti hanno decorrenza gennaio-dicembre, con diritto di ricevimento dei fascicoli già pubblicati, se sottoscritti in corso d'anno.

*Modalità di pagamento:*

Versamento anticipato adottando una delle seguenti soluzioni:

- c.c.p. n. 000016141400 intestato a Pàtron editore - via Badini 12 - Quarto Inferiore - 40057 Granarolo dell'Emilia - Bologna - Italia
- bonifico bancario a INTESA SAN PAOLO SPA, Filiale, Ag. 68, Via Pertini 8 - Quarto Inferiore 40057, Granarolo dell'Emilia - Bologna - Italia - BIC: BCITITMM

IBAN: IT58V0306936856074000000782  
• carta di credito o carta prepagata a mezzo PAYPAL (www.paypal.it) specificando l'indirizzo e-mail

amministrazione@patroneditore.com nel modulo di compilazione, per l'invio della conferma di pagamento all'Editore.

*Impaginazione e prestampa* Exegi S.n.c. - Bologna

*Stampa* Tipografia Negri - Bologna aprile 2025

Le fotocopie per uso personale possono essere effettuate nei limiti del 15% di ciascun fascicolo dietro pagamento alla SIAE del compenso previsto dall'art. 68, commi 4 e 5, della legge 22 aprile 1941 n. 633.

Le fotocopie effettuate per finalità di carattere professionale, economico o commerciale o comunque per uso diverso da quello personale possono essere realizzate a seguito di specifica autorizzazione rilasciata da CLEAREDI, Centro Licenze e Autorizzazioni per le Riproduzioni Editoriali, Corso di Porta Romana 108, 20122 Milano, e-mail autorizzazioni@clearedi.org e sito web www.clearedi.org

*Autorizzazione del Tribunale di Bologna*  
n. 6740 del 27/11/97

# RIVISTA ITALIANA DI GEOTECNICA

Anno LIX, n. 1 – gennaio-marzo 2025

## INTRODUZIONE

*P. Simonini* 3

## CONFERENZA "ARRIGO CROCE"

*C. Di Maio*  
Comportamento dei terreni argillosi  
e stabilità dei versanti in formazioni  
strutturalmente complesse 5

## ARTICOLI

*A. Ferrari A. Tuttolomondo*  
Recent Advances in Multiphysical  
Couplings for Energy Geotechnics  
Applications 50

**Direttore/ Editor-in-Chief**

Renato Lancellotta  
Politecnico di Torino  
renato.lancellotta@polito.it

**Vice Direttore/ Vice-Editor-in-Chief**

Emilio Bilotta  
Università di Napoli "Federico II"  
emilio.bilotta@unina.it

**Segretaria di Redazione / Editorial Secretary**

Anna D'Elia  
agiroma.rig@iol.it

**Comitato Editoriale / Editorial Board**

Angelo Amorosi  
Sapienza Università di Roma  
angelo.amorosi@uniroma1.it

Riccardo Berardi  
Università di Genova  
riccardo.berardi@unige.it

Daniela Boldini  
Sapienza Università di Roma  
daniela.boldini@uniroma1.it

Michele Calvello  
Università di Salerno  
mcalvello@unisa.it

Ernesto Cascone  
Università di Messina  
ernesto.cascone@unime.it

Enrico Conte  
Università della Calabria  
enrico.conte@unical.it

Federica Cotecchia  
Politecnico di Bari  
f.cotecchia@poliba.it

Caterina Di Maio  
Università della Basilicata  
caterina.dimaio@unibas.it

Claudio di Prisco  
Politecnico di Milano  
claudio.diprisco@polimi.it

Margherita Ferrero  
Università di Torino  
anna.ferrero@unito.it

Vincenzo Fioravante  
Università di Ferrara  
vincenzo.fioravante@unife.it

Alessandro Flora  
Università di Napoli "Federico II"  
flora@unina.it

Alessandro Gajo  
Università di Trento  
alessandro.gajo@unitn.it

Carlo Giovanni Lai  
Università di Pavia  
carlo.lai@unipv.it

Claudia Madiati  
Università di Firenze  
claudia.madiati@unifi.it

Vittorio Manassero  
Underground Consulting  
v.manassero@undergroundconsulting.it

Giuseppe Modoni  
Università di Cassino e del Lazio  
Meridionale  
modoni@unicas.it

Erio Pasqualini  
Università Politecnica delle Marche  
erio.pasqualini16@gmail.com

Gianpiero Russo  
Università di Napoli "Federico II"  
pierusso@unina.it

Giuseppe Scarpelli  
Università Politecnica delle Marche  
g.scarpelli@univpm.it

Alessandra Sciotti  
Italferr S.p.A.  
a.sciotti@italferr.it

Paolo Simonini  
Università di Padova  
paolo.simonini@unipd.it

Laura Tonni  
Università di Bologna  
laura.tonni@unibo.it

Giulia M.B. Viggiani  
University of Cambridge (UK)  
gv278@cam.ac.uk

# Ventunesima Conferenza Annuale “Arrigo Croce” dell’Associazione Geotecnica Italiana

*Si riporta qui di seguito il testo introduttivo del professor Paolo Simonini alla XXI Conferenza annuale “Arrigo Croce”, tenutasi a Roma, il giorno 19 dicembre 2023, presso le Scuderie di Palazzo Altieri.*

È con onore, stima e affetto che mi accingo, come vuole la nostra tradizione, a presentare la Professoressa Caterina Di Maio, Catia per tutti noi colleghi geotecnici, relatrice della ventunesima Conferenza “Arrigo Croce”.

Sintetizzare in poche righe la vita scientifica e accademica di una studiosa di alto profilo, di una persona di cultura poliedrica e di una docente stimata è, come si può immaginare, un compito arduo. Queste sono precisamente le qualità che contraddistinguono la professoressa Di Maio.

Mi propongo ora di illustrare queste caratteristiche attraverso una sintesi delle tappe più rilevanti del suo percorso scientifico e accademico, tenendo presente che ogni passo di questo percorso è testimonianza non solo della sua passione accademica, ma anche della sua umanità e del suo instancabile impegno nell’entusiasmare i giovani alla ricerca nel settore dell’ingegneria geotecnica.

Caterina Di Maio ha intrapreso il suo percorso accademico laureandosi con lode in Ingegneria Civile Idraulica presso l’Università di Napoli Federico II, con una tesi dal titolo “Decadimento delle proprietà meccaniche delle argille sovraconsolidate e intensamente tettonizzate”, relatori Arturo Pellegrino e Luciano Picarelli. Dopo una breve ma significativa esperienza nello studio di Arrigo Croce, dove ha affrontato grandi e affascinanti problematiche geotecniche quali dighe, antichi monumenti e insediamenti, stabilità dei versanti, ha iniziato la sua carriera accademica presso l’Università della Basilicata nel 1987 come ricercatrice di Geotecnica. La sua dedizione e il suo talento l’hanno portata a diventare professoressa associata nel 1998 e ordinaria nel 2001.

L’Università della Basilicata aveva visto la luce pochi anni prima, istituita dalla legge n.219 del 1981, parte integrante del piano di ricostruzione delle zone devastate dal catastrofico terremoto che nel 1980 aveva colpito Campania e Basilicata, mietendo migliaia di vittime. Questo nuovo Ateneo era stato concepito come un faro di speranza per la popolazione lucana, un simbolo tangibile di rinascita e di ritorno alla normalità, nonché una promessa di un avvenire più luminoso.

Caterina Di Maio, profondamente convinta del potenziale di questa istituzione, ha svolto il suo ruolo all’interno dell’università con un duplice impegno, scientifico e sociale. In collaborazione con i colleghi Aldo Evangelista e Gianni Fenelli, ha dato vita a un laboratorio di Geotecnica molto ben attrezzato. Questo spazio, dotato di strumentazioni all’avanguardia, è diventato rapidamente il fulcro delle sue attività, utilizzato con costanza e dedizione per condurre ricerche innovative, formare nuove generazioni di studenti e affrontare le sfide geotecniche del territorio circostante.

È proprio in questo ambiente stimolante che ha mosso i primi passi nel campo della sperimentazione, concentrando la sua attenzione sulle argille pure e sui terreni argillosi caratteristici dell’Appennino italiano.

Il fulcro della sua attività scientifica si è concentrato, e continua a focalizzarsi, sul complesso comportamento chemo-meccanico dei terreni argillosi. Nel corso della sua carriera, ha prodotto numerose e citate pubblicazioni che esplorano in profondità come la composizione del fluido interstiziale influenzi il comportamento di diversi tipi di terreni, considerando una varietà di condizioni idrauliche e meccaniche.

Le sue ricerche hanno portato a importanti scoperte nel campo delle frane. In particolare, i suoi studi hanno contribuito a chiarire i meccanismi attraverso cui l'interazione chimico-fisica con le acque piovane provoca il deterioramento meccanico delle antiche formazioni argillose di origine marina. Questo processo di degradazione trasforma terreni inizialmente molto compatti in masse che si comportano come fluidi viscosi.

Ha inoltre dedicato notevoli energie alla comprensione della dinamica delle imponenti frane che caratterizzano l'Appennino, con particolare attenzione a quelle che coinvolgono le argille antiche del substrato. In questo contesto, ha messo in luce le caratteristiche idrauliche peculiari delle zone soggette a intensa deformazione, evidenziando il ruolo cruciale che queste svolgono nell'evoluzione cinematica delle frane. Queste intuizioni hanno contribuito a fornire una nuova prospettiva sulla comprensione e la previsione dei movimenti franosi in queste aree geologicamente complesse.

Negli anni recenti, ha avuto l'opportunità di guidare un ambizioso progetto PON-FESR, focalizzato sulla mitigazione dei rischi sismici e da frana per le infrastrutture stradali nell'area appenninica. L'importanza di questo lavoro è stata riconosciuta a livello nazionale, con il MUR che lo ha identificato come uno dei progetti con il maggiore impatto positivo sul territorio.

Parallelamente alla sua attività di ricerca, ha dimostrato un profondo impegno nell'ambito didattico all'interno del suo Ateneo. Ha tenuto i corsi di Meccanica delle Rocce, Geotecnica e Stabilità dei Pendii nei vari corsi di studio di Ingegneria Civile, Ambientale ed Edile. Il suo contributo alla formazione accademica si è esteso alla guida di numerosi studenti come relatrice di tesi di laurea. Ha presieduto varie commissioni didattiche, ha coordinato la scuola di dottorato in "Rischio Sismico, Ingegneria strutturale e Geotecnica" e ha partecipato attivamente al collegio del dottorato in "Ingegneria per l'innovazione e lo Sviluppo Sostenibile", dimostrando il suo impegno verso tematiche all'avanguardia nel campo dell'ingegneria.

La sua carriera è stata caratterizzata da ruoli di grande responsabilità, tra cui quella di Direttrice di Dipartimento, Senatrice Accademica e Consigliera di Amministrazione. A livello nazionale, ha presieduto una commissione di abilitazione scientifica nazionale e ha ricoperto il ruolo di vice-presidente del gruppo nazionale di Ingegneria Geotecnica.

È componente del comitato editoriale della Rivista Italiana di Geotecnica e, a livello internazionale, del comitato editoriale di Engineering Geology; ha inoltre fatto parte del TC 308 dell'ISSMGE (Engineering Education) e fa parte del JTCl sulle frane (società internazionali ISSMGE, IAEG, ISRM, IGS).

Il suo impegno si è esteso ben oltre i confini del mondo accademico, creando un ponte significativo tra l'università e la società civile, stabilendo numerose collaborazioni con enti pubblici, formalizzate attraverso convenzioni che hanno permesso di applicare le sue conoscenze teoriche a problematiche concrete del territorio.

La sua reputazione come esperta nel campo dell'ingegneria geotecnica l'ha vista coinvolta in ruoli di consulenza al tribunale di Matera e al Consiglio di Stato; un riconoscimento particolare è giunto con la nomina a membro della commissione sull'attraversamento stabile dello Stretto di Messina, un incarico che ha ricoperto durante i governi Conte e Draghi, contribuendo così alla valutazione di uno dei progetti infrastrutturali più ambiziosi e dibattuti d'Italia.

Negli anni recenti, ha ricevuto numerosi riconoscimenti e premi, testimonianza tangibile dell'apprezzamento della comunità scientifica e della società civile per il suo lavoro. Questi riconoscimenti non si limitano solo al suo contributo scientifico, ma abbracciano anche il suo impegno nella difesa dell'ambiente e del territorio.

In sintesi, la carriera della professoressa Caterina Di Maio è caratterizzata da un impegno costante nella ricerca, nell'insegnamento e nel servizio alla comunità, facendo di lei una figura di spicco nel campo dell'ingegneria geotecnica e, in particolare, dello studio dei movimenti franosi. È con grandissimo piacere che ci accingiamo quindi ad ascoltare la ventunesima Conferenza "Arrigo Croce".

Paolo Simonini

# Comportamento dei terreni argillosi e stabilità dei versanti in formazioni strutturalmente complesse

Caterina Di Maio\*

## Sommario

Le frane in formazioni argillose strutturalmente complesse sono molto diffuse nella catena appenninica italiana e prevalgono nettamente sugli altri tipi di frana nella valle del fiume Basento, in Basilicata. In questo lavoro, dopo un sintetico inquadramento della geologia e della franosità di un'area interna lucana, oggetto di recenti studi di mitigazione dei rischi da frana e sismico, si focalizza l'attenzione su un tipico versante in argille del substrato interessato da vari sistemi franosi. Si descrivono i suoi caratteri geometrici e cinematici fondamentali, evidenziando la veloce risposta degli spostamenti alle piogge. Si analizzano le caratteristiche idrauliche mostrando come le zone di scorrimento delle frane siano molto permeabili e la loro risposta in termini di pressioni interstiziali alle variazioni meteorologiche particolarmente veloce. Si mostra quindi come queste peculiarità idrauliche influenzino sia il comportamento delle frane che l'efficacia di sistemi drenanti finalizzati alla loro stabilizzazione. L'influenza del fluido interstiziale viene analizzata anche dal punto di vista chimico-fisico. Si mostrano in particolare gli effetti di decadimento chemo-meccanico indotti dall'interazione delle argille con le acque piovane.

## 1. Introduzione

Sono grata all'Associazione Geotecnica Italiana e al suo Presidente, Sebastiano Rampello, per avermi invitata a tenere la XXI conferenza dedicata alla memoria di Arrigo Croce, offrendomi così la preziosa occasione di riflettere sulla profonda influenza intellettuale che egli ha su di me esercitato. Nel capitolo *Old monuments and cities – Research and preservation* del volume *Geotechnical Engineering in Italy*, tracciando a grandi linee le problematiche geotecniche in Italia, Arrigo Croce (1985) scriveva "... *only a little portion of the peninsula and of the islands consists of plains. All the rest consists of hills and mountains with villages and hamlets perched on the hilltops. Innumerable landslides, difficult communications, impending earthquakes have always been a scourge for the people of these regions since ancient times*". Nel 1977, a Capri, si era tenuto il primo simposio internazionale sulle problematiche di stabilità dei rilievi in formazioni strutturalmente complesse, *Geotechnics of Structurally Complex Formations*, al quale avevano partecipato esperti e studiosi provenienti da molti paesi del mondo. L'incontro servì come ulteriore stimolo per numerose scuole geotecniche italiane a condurre studi sistematici sull'argomento. Vivendo e lavorando nell'Appennino lucano, anche io

l'ho fatto, approfondendo soprattutto gli aspetti d'interazione argille-fluido interstiziale, sia idraulici che chimici. In questa memoria, mostro alcuni risultati degli studi intrapresi dal gruppo geotecnico dell'Università della Basilicata. La relazione è divisa in tre parti. Nella prima parte, dopo una sintetica descrizione del contesto geologico e della franosità dell'area di studio, focalizzo l'attenzione su un versante di argilla molto rappresentativo della litologia e della franosità lucana, descrivendo i principali caratteri geometrici e cinematici delle sue frane. Nella seconda parte, mostro come alcuni singolari aspetti del comportamento dei corpi franosi profondi, quali l'inattesa velocità di risposta dei movimenti alle piogge, possano essere spiegati con gli elevati valori della conducibilità idraulica lungo la banda di scorrimento, valori molto maggiori di quelli della formazione in posto e del corpo di frana. Le variazioni di permeabilità nel sottosuolo sono tali che le condizioni idrologiche del sito possono indurre notevoli variazioni stagionali delle pressioni dell'acqua nella zona di scorrimento, pur essendo praticamente nulle le loro contemporanee variazioni nel corpo di frana e nella formazione. Ovviamente queste peculiarità idrauliche richiedono una progettazione mirata degli interventi di mitigazione: se si tratta di un sistema drenante, bisogna che esso controlli le pressioni dell'acqua nella zona di scorrimento in modo affidabile. Si suggerisce quindi un semplice modello idraulico di sottosuolo che permette di verifi-

\* Università della Basilicata, Potenza, Italy.

care che questo accada. Nella parte finale mostro come i processi d'interazione chimico-fisica con le acque piovane inducano il decadimento meccanico delle formazioni argillose appenniniche. Nelle frane profonde, gli effetti sono riscontrabili soprattutto sul valore dell'angolo di attrito disponibile lungo la superficie di scorrimento. Nelle frane superficiali, si possono manifestare anche aumenti dei contenuti d'acqua tali da far scorrere come fluidi viscosi terreni originariamente molto consistenti.

## 2. Contesto geologico dell'area di studio

Il contesto geologico di riferimento si estende dal versante orientale della catena appenninica al margine sud-occidentale dell'Avampaese Apulo (Murgia Materana), attraversando per intero la Fossa Bradanica (Fig. 1), fra le città di Potenza e Matera, nei bacini idrografici dei fiumi Basento e Bradano. Il tratto appenninico è costituito da terreni mesozoici, a dominante argillosa e subordinatamente arenacea e calcarea, organizzati in unità tettoniche sovrapposte in direzione nord-est. L'avanfossa, bacino di sedimenti plio-pleistocenici a forte dominante argillosa, ha spessore variabile da circa 30 m

a circa 2000 m. Il paesaggio di frana, ampiamente diffuso in entrambi i settori, mostra nell'area appenninica rilievi molto ondulati, concavo-convessi, corrispondenti ad aree di alimentazione e accumulo di varie tipologie di frana, soprattutto colate di argilla. Nella Fossa Bradanica prevalgono forme erosive pronunciate, calanchi, canali in approfondimento, grandi scorrimenti. L'inventario delle frane riportato in figura 1 è stato realizzato sia con rilievi ex novo [DIMOLA *et al.*, 2023] che con la rielaborazione delle mappe delle principali banche dati ufficiali. In un'area di circa 1400 km<sup>2</sup> sono state perimetrare 14.000 frane. Le superfici di frana occupano circa il 21% della superficie totale. Una densità di frana intorno a 40% è stata stimata nell'alta valle del Basento, dove le frane di argilla che in qualche fase della loro evoluzione si sono trasformate in colata costituiscono la tipologia più diffusa [GUIDA e IACCARINO, 1991; DIMOLA *et al.*, 2023].

Le frane attive o quiescenti interessano, quasi senza soluzione di continuità, il sistema viario dell'area, sia quello primario che corre nella valle del Basento, sia quello secondario delle aree montuose, caratterizzato da scadenti caratteristiche prestazionali, tracciati tortuosi, diffuso stato di dissesto (Fig. 2). La conseguente difficoltà di mobilità innalza il rischio di

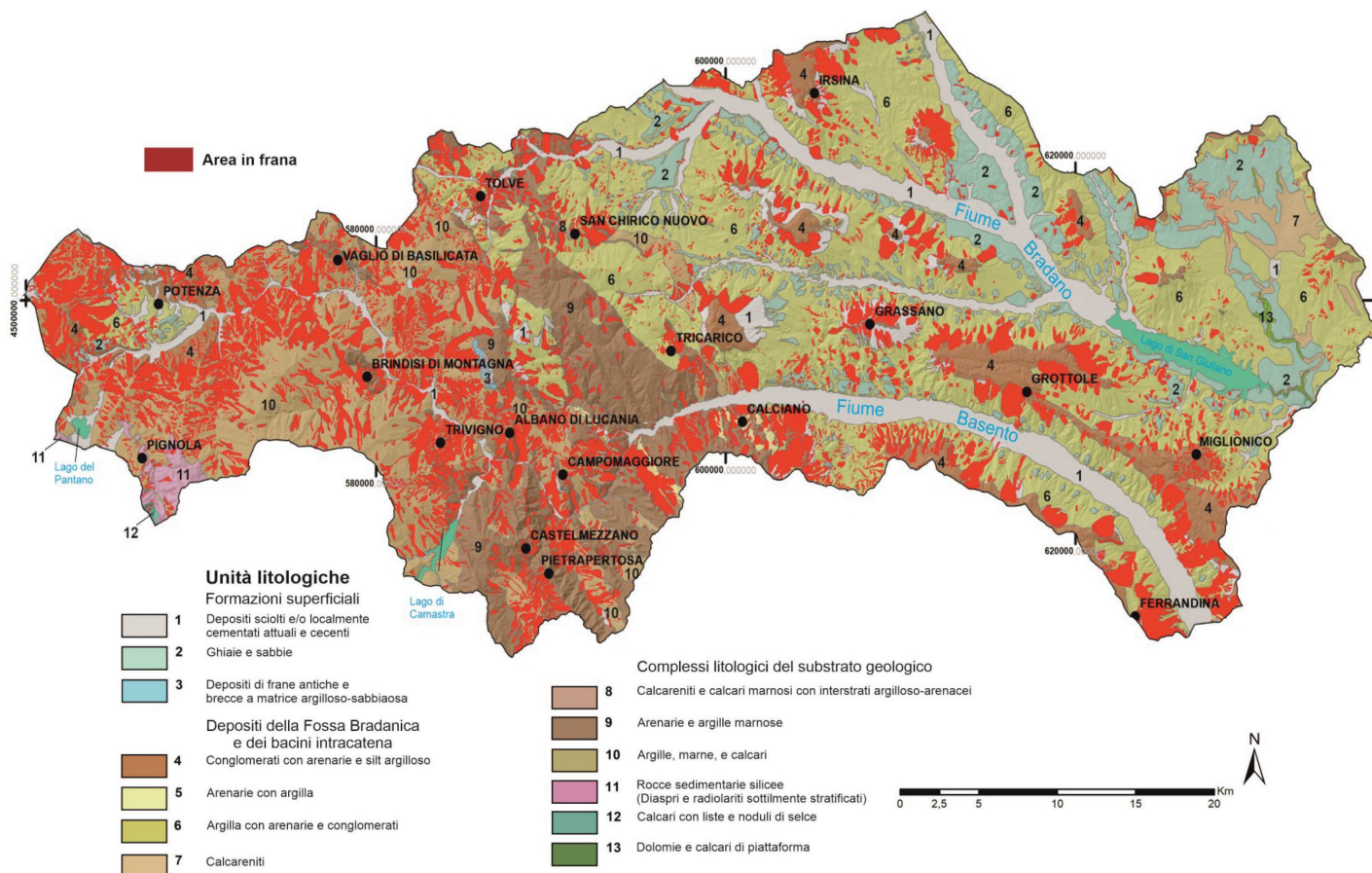


Fig. 1 – Unità litologiche (da SCHIATTARELLA *et al.*, 2024) e mappa delle frane (da DIMOLA *et al.*, 2023) nell'area oggetto di studio del progetto MITIGO.  
Fig. 1 – Lithological units (from SCHIATTARELLA *et al.*, 2024) and landslide map (from DIMOLA *et al.*, 2023) in the MITIGO project area.

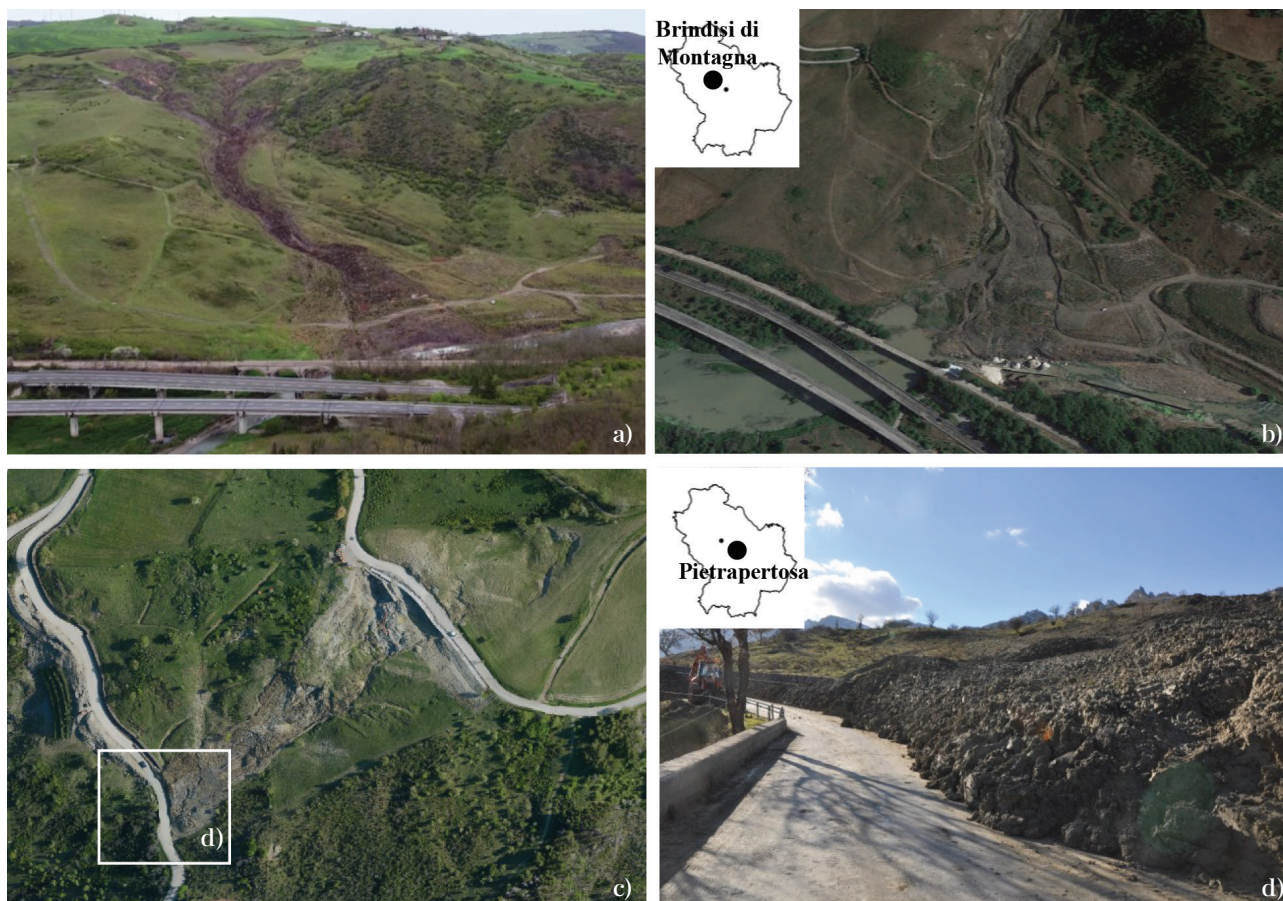


Fig. 2 – Frane nell'area oggetto di studio del progetto MITIGO. Colata di Brindisi di Montagna: vista generale a) e particolare del restringimento dell'alveo del Basento con rigurgito della corrente a monte dove corrono le principali arterie di mobilità della Regione b); frana di Pietrapertosa: vista generale c) e avanzamento di parte del fronte sulla strada che collega il paese alla strada statale Basentana d).

Fig. 2 – Landslides in the MITIGO area. Brindisi di Montagna earthflow: general view a) and detail of the Basento river narrowing and upstream overflow where the main transport arteries of the Region run b); Pietrapertosa landslide: general view c) and advancement of part of the front on the road connecting the town to the Basentana road d).

isolamento degli antichi borghi montani e concorre ad al loro spopolamento.

Con l'obiettivo di contribuire ad invertire le tendenze attuali, è stato concepito il progetto di ricerca MITIGO\*, rivolto alla mitigazione del rischio da frana e sismico nelle aree montane del Mezzogiorno interessate da calamità naturali, carenza di servizi, difficoltà di mobilità e fenomeni di spopolamento. Lo studio geotecnico del progetto è stato incentrato sulle problematiche di stabilità della rete viaria. Rilievi da elicottero e da drone, con tecniche LIDAR ed aerofotogrammetriche, hanno permesso di realizzare modelli digitali del terreno di vaste zone, di numerose frane e di singole infrastrutture. Sono state analizzate lunghe serie di dati DInSAR di due costellazioni di satelliti e sono stati realizzati molti studi geologici e analisi di rischio a diverse scale. Sono stati strumentati alcu-

ni versanti in frana attraversati da importanti collegamenti stradali e ferroviari ed è stato eseguito il monitoraggio in continuo di spostamenti e pressioni interstiziali. I risultati delle indagini e degli studi eseguiti in vari siti dai diversi gruppi di ricerca afferenti al progetto sono disponibili, anche in forma interattiva, sul sito web [www.mitigo.inbasilicata.it](http://www.mitigo.inbasilicata.it). In questa relazione si focalizza l'attenzione su un versante in prossimità della città di Potenza, storico oggetto di studio del gruppo geotecnico lucano.

### 3. Il Versante di Costa della Gaveta: tipologie di frane e caratteri cinematici

Il versante di Costa della Gaveta è un tipico versante in formazioni strutturalmente complesse dell'alta valle del Basento. Si estende per circa 4 km a est della città di Potenza in sinistra idraulica del fiume, innalzandosi di circa 350 m rispetto all'alveo. È attraversato dalla strada statale Basentana, dalla linea ferrovia-

\* Mitigazione dei rischi naturali per la sicurezza e la mobilità nelle aree montane del Mezzogiorno – Progetto cofinanziato dall'Unione Europea – FESR, PON Ricerca e Innovazione 2014-2020 – [www.ponricerca.gov.it](http://www.ponricerca.gov.it)



Fig. 3 – DTM del versante di Costa della Gaveta e quadro di alcuni danni provocati dalle frane a strutture ed infrastrutture.

Fig. 3 – DTM (Digital Terrain Model) of the Costa della Gaveta slope and a photograph of some damaged structures and infrastructures.

ria nazionale, da tutte le infrastrutture a servizio della città. Edifici pubblici e privati completano il quadro insediativo. Strutture e infrastrutture sono purtroppo quasi tutte interessate da movimenti franosi di varia tipologia e profondità (Fig. 3). Per contenere il rischio entro limiti accettabili, si è pertanto reso necessario eseguire un esteso monitoraggio di frane e manufatti. Per questo motivo, fin dagli anni '90 del secolo scorso, Regione Basilicata, FS, RFI, ANAS, e dal 2004 l'Università della Basilicata, per lo più in collaborazione, hanno eseguito numerose campagne di indagini in sito e analisi di laboratorio; hanno installato piezometri, tubi inclinometrici per misure trascorrenti o con sonde fisse, stazioni GPS fisse e mobili, celle di pressione totale, tensiometri, sistemi di elettrodi per le ERT da foro e fibre ottiche. Con il progetto Mitigo, gli studi e il monitoraggio hanno ricevuto nuovi impulsi.

### 3.1. Lineamenti geologici e litologici

La struttura geologica del colle è l'effetto della tettonica compressiva – traslativa miocenica e surrettiva plio-pleistocenica che ha portato in affioramento le formazioni stratigraficamente più profonde [PESCATORE *et al.*, 1988; 1999]. Lungo il versante in esame, esposto a Mezzogiorno, affiorano le formazioni localmente denominate Argille Varicolori (Cretaceo Superiore – Miocene Inferiore) e Corleto Perticara (Eoce-

ne Superiore – Miocene Inferiore) (Fig. 4). La successione litologica delle Argille Varicolori è costituita da un'alternanza di argille a scaglie, marne argillose e subordinatamente marne calcaree e calcari. Lo spessore visibile del complesso litologico è di circa 200 m. La formazione Corleto Perticara è costituita da banchi di calcare, marne calcaree e livelletti di argille per uno spessore di circa 100 m. Le formazioni sono interessate da importanti sistemi di faglie che hanno fortemente condizionato la struttura del colle e la sua evoluzione morfologica.

Intorno alle faglie si sono infatti sviluppati i tre grandi sistemi franosi del versante: Varco d'Izzo, Costa della Gaveta e Mattine. I corpi di frana principali sono ben descritti dal modello evolutivo proposto da GUIDA e IACCARINO [1991] per le frane da scorrimento roto-traslazionale evolute in colate e successivamente passate a fasi di scorrimento molto lento. Le zone di alimentazione dei tre sistemi si spingono fino alla sommità della collina; attualmente interessate da scorrimenti e colate superficiali, sono in fase retrogressiva. I corpi di frana principali (Fig. 5), con lunghezze superiori a 1000 m e larghezze medie di 200 m - 300 m, presentano spessori fino a 40 m; nel sistema di Varco d'Izzo si presentano in più corpi sovrapposti. Gli accumuli dei tre sistemi, con spessori misurati massimi di 45 m, condizionano l'andamento meandriforme del fiume che, a sua volta, li erode pro-

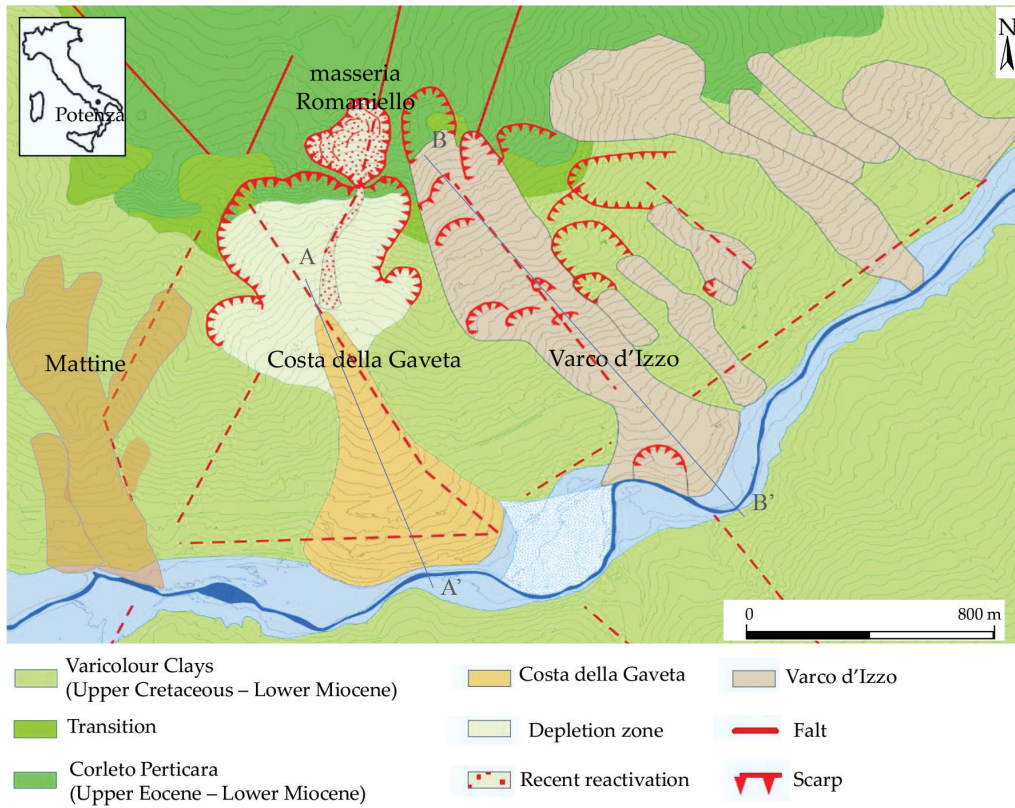


Fig. 4 – Carta geologica e geomorfologica del versante di Costa della Gaveta con l’indicazione dei tre principali sistemi franosi: Varco d’Izzo (ridisegnato da CANIANI *et al.*, 2008), Costa della Gaveta (ridisegnato da DI MAIO *et al.*, 2010; 2017) e Mattine.

Fig. 4 – Geological and geomorphological map of the Costa della Gaveta slope with the three main landslide systems: Varco d’Izzo (redrawn from CANIANI *et al.*, 2008), Costa della Gaveta (redrawn from DI MAIO *et al.*, 2010; 2017), and Mattine.

vocando frane locali o riattivando porzioni delle frane principali. Il materiale di frana si presenta come un miscuglio caotico: in una matrice fine sono inglobati frammenti a consistenza lapidea di varie dimensioni, grossi blocchi e relitti di strato. Nella classifica di ESU [1977] la struttura appare classificabile come B3, con la complessità geotecnica derivante da eterogeneità, mineralogia e storia tenso-deformativa. Nella classi-

fica di NAPOLI *et al.* [2022], il terreno è classificabile come *bimsoil I6L*. La frazione argillosa c.f. della matrice fine è compresa tra 25% e 75% (Fig. 6). Caolinite, Illite e minerali espansivi sono presenti in percentuali diverse lungo il versante e lungo la verticale. Il limite di liquidità  $w_L$  valutato con acqua distillata è generalmente compreso tra 50% e 100% ma può raggiungere 140%; il limite di plasticità varia poco intorno al valo-

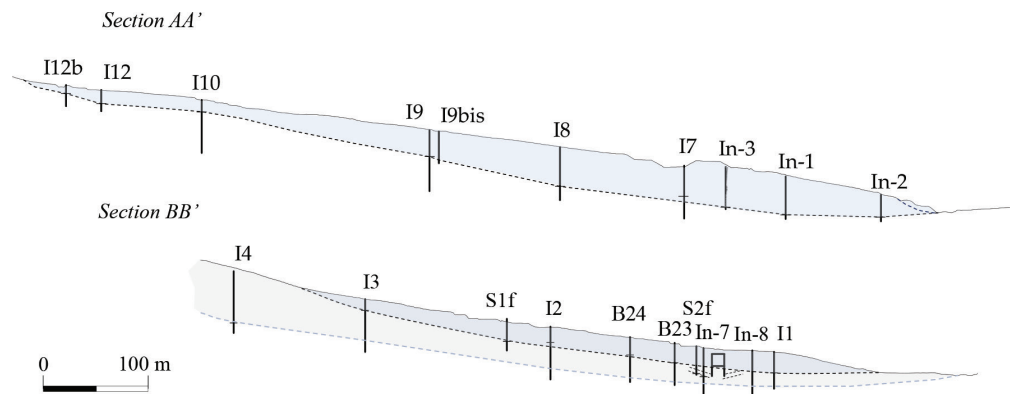


Fig. 5 – Sezioni longitudinali delle frane di Costa della Gaveta e Varco d’Izzo con ubicazione di alcuni inclinometri e indicazione delle profondità di rottura (ridisegnato da VASSALLO *et al.*, 2020).

Fig. 5 – Longitudinal sections of the Costa della Gaveta and Varco d’Izzo landslides with location of some inclinometers and indication of the failure depth (re-drawn from VASSALLO *et al.*, 2020).

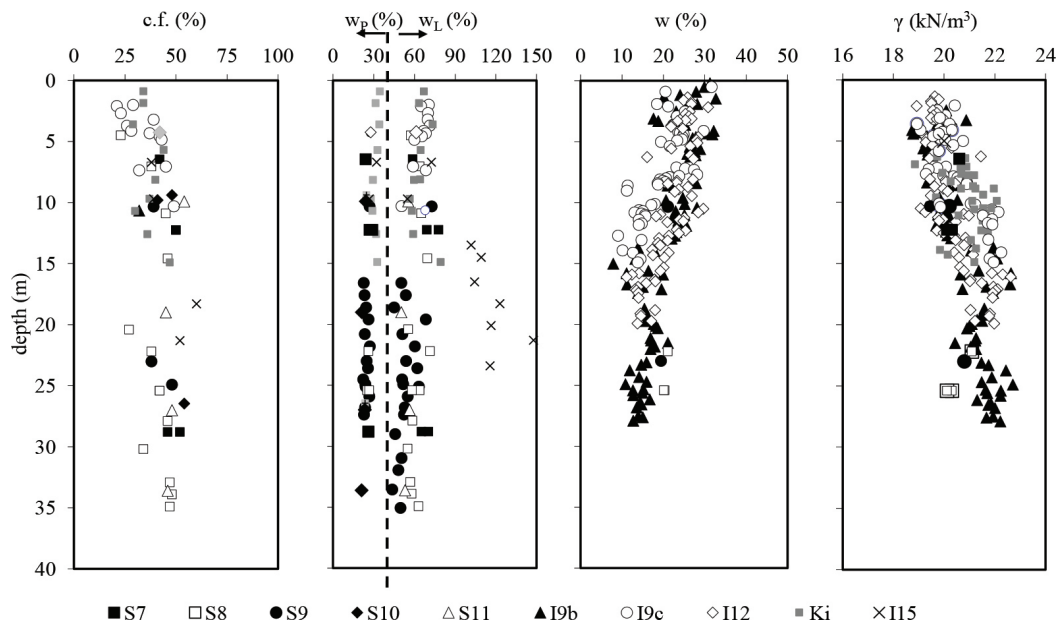


Fig. 6 – Frazione argillosa c.f., limiti di plasticità e liquidità  $w_p$  e  $w_L$ , contenuto d'acqua  $w$ , peso dell'unità di volume  $\gamma$  dei terreni estratti dal sottosuolo di Costa della Gaveta (aggiornato da DI MAIO *et al.*, 2017). Ogni foro  $S_i$  è a pochi metri da un corrispondente foro  $I_i$  (Figg. 5 e 7); nei fori  $S_i$  sono stati installati i piezometri e negli  $I_i$  gli inclinometri.

Fig. 6 – Clay fraction c.f., plastic and liquid limit  $w_p$  and  $w_L$ , water content  $w$ , bulk unit weight  $\gamma$  against depth of the soil extracted from Costa della Gaveta subsoil (updated from DI MAIO *et al.*, 2017). Each borehole  $S_i$  is close to a borehole  $I_i$  (Figs. 5 and 7), piezometers and inclinometers, respectively, were installed in the two sets.

re medio  $w_p = 25\%$ . Il contenuto d'acqua  $w$  medio misurato è circa 15% nella formazione stabile, varia intorno a 25% nelle frane per scorrimento e raggiunge valori molto maggiori nella piccola colata che si origina dalla frana di masseria Romaniello nella zona di alimentazione (Fig. 4). Valori di  $w$  intorno a 45%–50% sono stati determinati a circa 1 m di profondità nelle fasi di minore attività della colata e devono essere quindi considerati limiti inferiori. L'eterogeneità del terreno e la presenza di frammenti di consistenza lapidea non hanno consentito di estrarre dal sottosuolo molti campioni indisturbati; per la determinazione delle proprietà meccaniche si è fatto quindi ricorso anche a molte prove sul materiale ricostituito, come si mostrerà nei paragrafi successivi, oltre a prove in sito. Sono stati inoltre calibrati i modelli numerici interpretativi dei fenomeni osservati con un lungo monitoraggio delle grandezze più significative [DI MAIO *et al.*, 2010; 2013; 2017].

### 3.2. Caratteristiche cinematiche

È stato realizzato un lungo monitoraggio dei movimenti delle frane del versante con sistemi di inclinometri e antenne GPS (Fig. 7), integrato con serie di dati DiNSAR. Le misure inclinometriche sono state eseguite inizialmente con sonde trascorrenti e successivamente, dopo aver individuato le zone di concentrazione delle deformazioni, con sonde fisse. Nelle posizioni risultate più significative, sono state realizzate nuove in-

stallazioni man mano che i precedenti tubi inclinometrici andavano fuori uso per eccesso di deformazione. Le figure 8 e 9 riportano alcuni profili inclinometrici che evidenziano le tipologie di movimento riscontrate nei sistemi franosi di Costa della Gaveta e Varco d'Izzo, peraltro coerenti con quelle riportate in letteratura in questo tipo di formazioni geologiche [D'Elia *et al.*, 1997]. La tipologia nettamente prevalente è quella di scorrimento localizzato in una stretta banda. L'altra tipologia, che ricorda il solido di viscosità dei fluidi viscosi, è stata riscontrata soltanto in I14, nella colata di terra di masseria Romaniello (Fig. 4).

Nell'ambito della prima tipologia, oltre agli scorrimenti basali, sono state registrate anche deformazioni interne continue, interpretate da DI MAIO *et al.* [2013] con il modello viscoso semplificato di VAN ASCH e VAN GENUCHTEN [1990], a sua volta basato sul modello reologico di Bingham. Gli spostamenti basali comunque generalmente prevalgono su quelli che derivano dalle deformazioni interne, come si può inferire sia dai profili inclinometrici delle figure 8 e 9 che dal confronto fra gli spostamenti basali AB e gli spostamenti cumulati in superficie AD riportato in figura 10. È infatti possibile osservare che entità e andamenti temporali dei due spostamenti sono molto simili. La figura mostra come, nel periodo di osservazione, gli spostamenti si siano sviluppati con velocità medie costanti nel tempo – infatti ogni singola serie di dati è ben interpolabile con una retta – ma variabili, da zona a zona, da qualche cm/anno a qualche

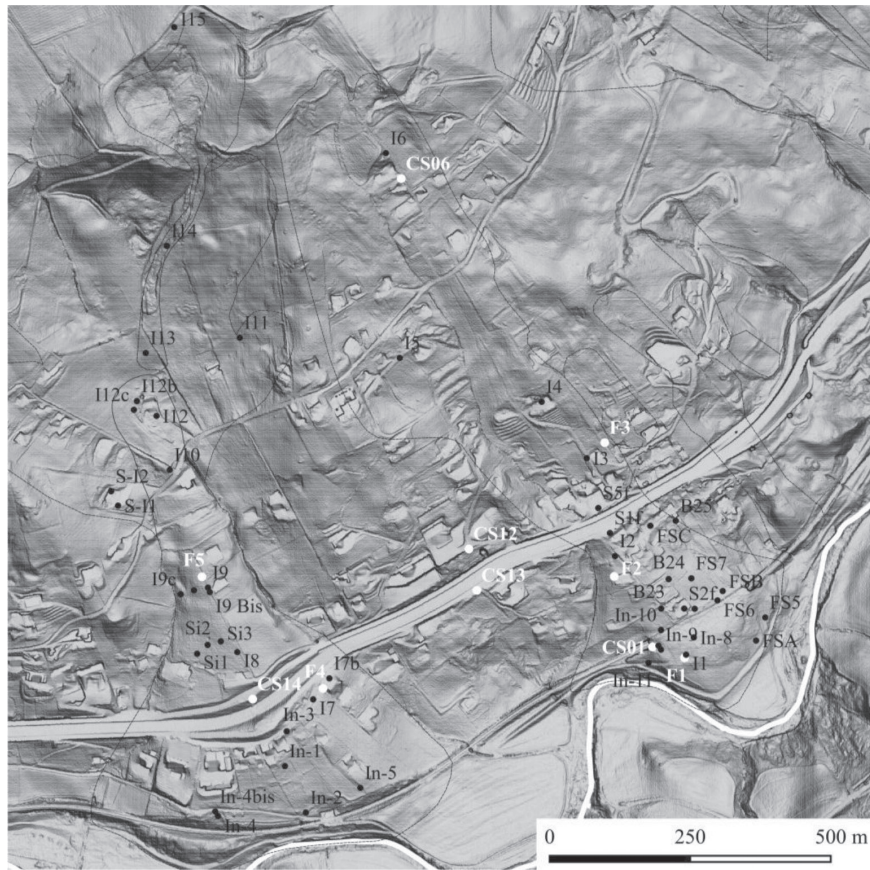


Fig. 7 – Versante di Costa della Gaveta: ubicazione di inclinometri e antenne GPS fisse (Fi) e mobili (CSi).

Fig.7 – Costa della Gaveta slope: location of inclinometers and GPS stations fixed-in-place (Fi) and mobile (CSi).

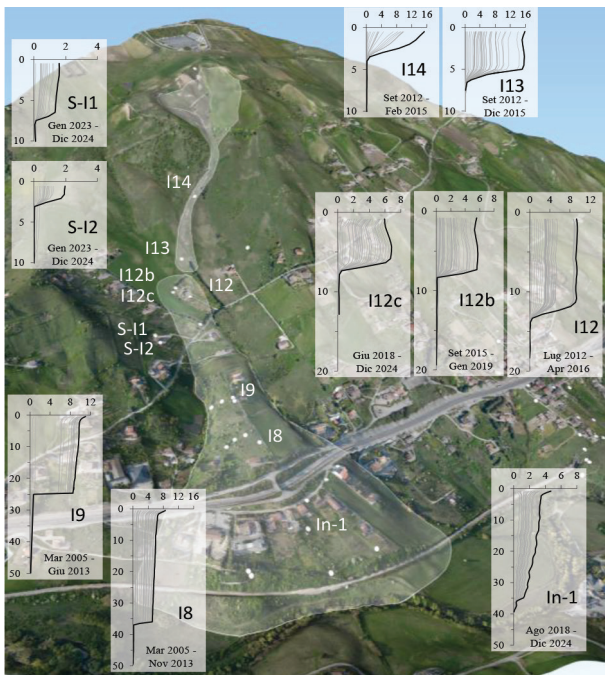


Fig. 8 – Profili inclinometrici rappresentativi dei tipi di movimento delle frane del sistema di Costa della Gaveta.

Fig. 8 – Inclinometer profiles representative of the type of landslide movements in the Costa della Gaveta system.

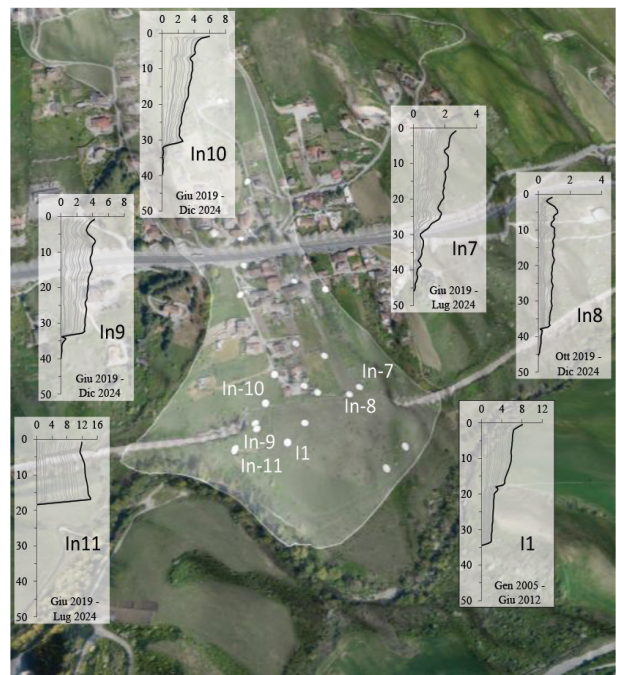


Fig. 9 – Profili inclinometrici rappresentativi dei tipi di movimento delle frane del sistema di Varco d'Izzo.

Fig. 9 – Inclinometer profiles representative of the type of landslide movements in the Varco d'Izzo system.

mm/anno. Nella frana di Costa della Gaveta (Figg. 10a-b), che si muove con portata di terreno costante, la riduzione di velocità media che si registra procedendo da monte verso valle è l'effetto del corrispondente aumento dell'area delle sezioni trasversali [DI MAIO *et al.*, 2010]. Nella frana di Varco d'Izzo, la distribuzione di velocità è più complessa [VASSALLO *et al.*, 2020] ma

i singoli corpi di frana si sono mossi a velocità annua costante (Fig. 10c).

La sostanziale costanza nel tempo delle velocità medie annue in superficie è confermata anche dalle misure GPS. Nel 2006 è stata installata, a cura dell'ISPRA, una rete di 14 capisaldi per misure GPS periodiche. I capisaldi sono stati installati su varie struttu-

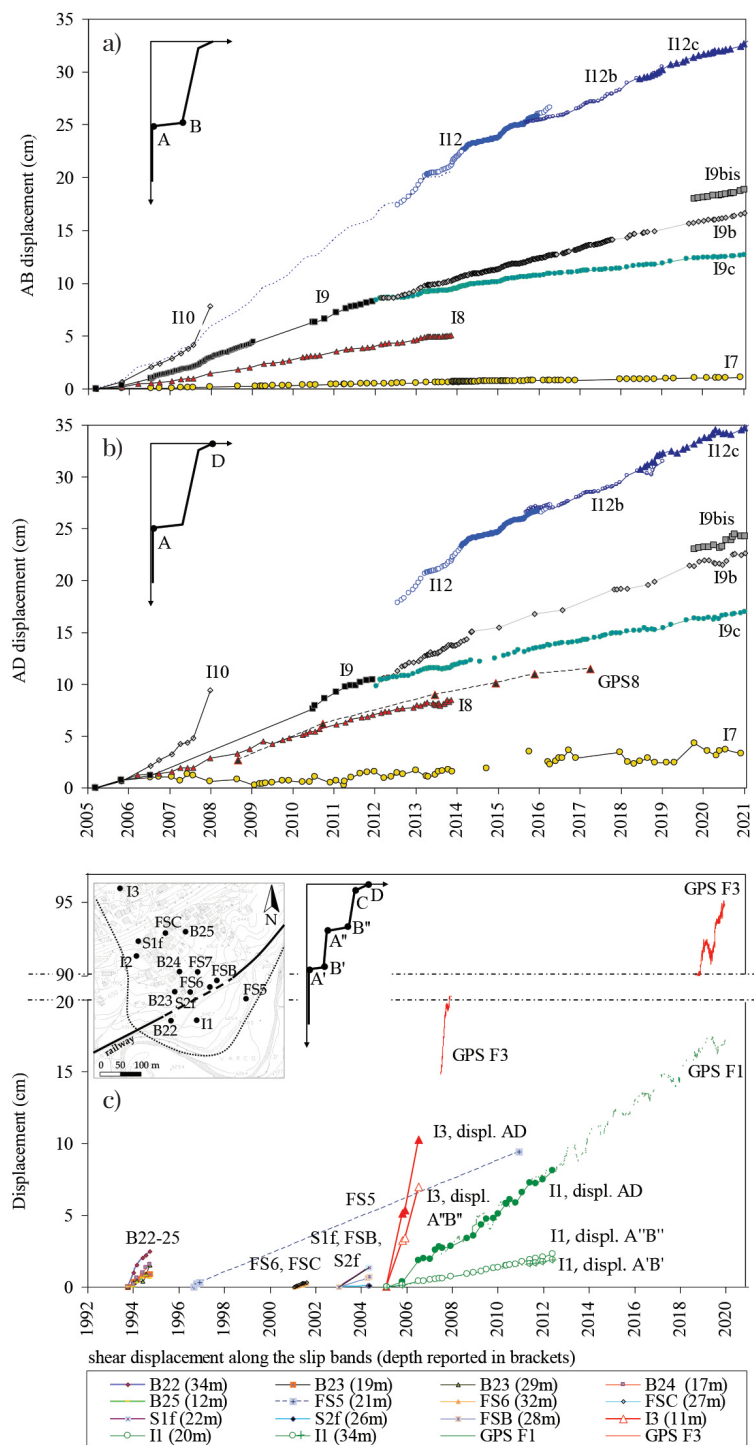


Fig. 10 – Serie temporali degli spostamenti basali AB e cumulati in superficie AD delle frane di Costa della Gaveta a, b) e della frana di Varco d'Izzo c) valutati con inclinometri e antenne GPS [VASSALLO *et al.*, 2021].

Fig. 10 – Time series of basal a) and superficial b) displacements of Costa della Gaveta earthflow, and basal and superficial displacements c) of Varco d'Izzo earthflow d) evaluated by inclinometer and GPS stations [VASSALLO *et al.*, 2021].

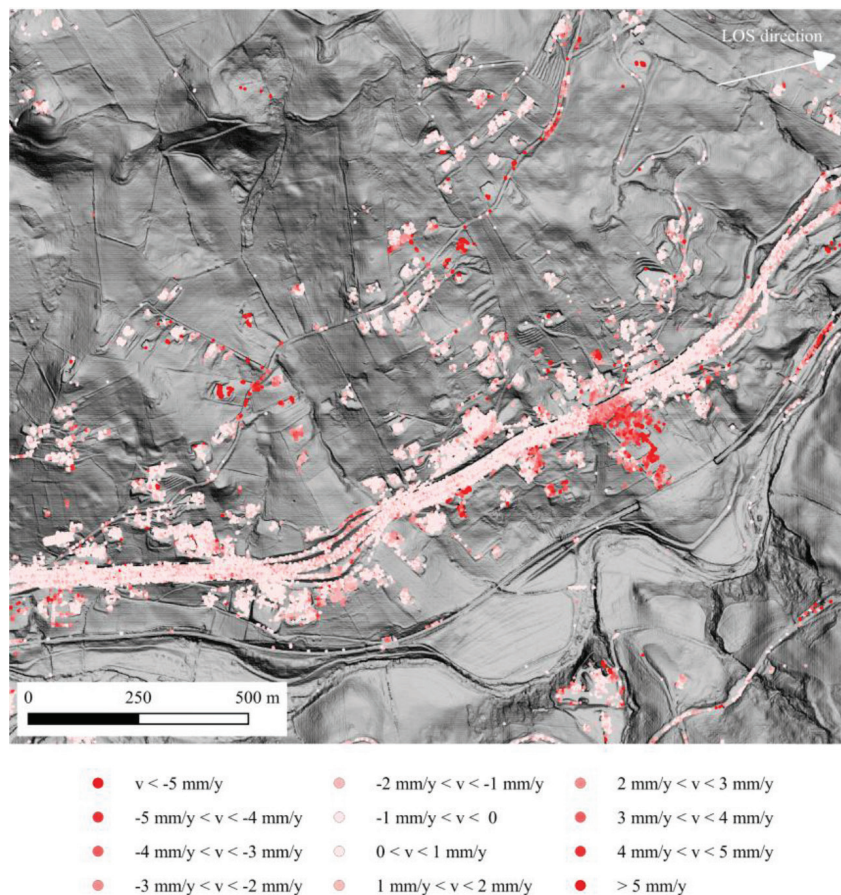


Fig. 11 – Velocità medie lungo la LOS dei riflettori permanenti, dati CSK (ridisegnato da VASSALLO *et al.*, 2021).

Fig. 11 – Average LOS displacement rates of permanent scatterers of Costa della Gaveta slope, CSK data (re-drawn from VASSALLO *et al.*, 2021).

re e sulla testa dei tubi inclinometrici. Nel 2007, il sistema è stato integrato con un segmento di rete GNSS in continuo composto di 6 stazioni. I dati sono trasmessi alla sede ISPRA di Roma che li archivia, controlla ed elabora. Il confronto (Fig. 10) mostra una notevole coerenza fra i dati GPS e i dati inclinometrici cumulati in superficie [CALCATERRA *et al.*, 2012; VASSALLO *et al.*, 2020]. La figura 11 riporta la mappa delle velocità medie annue lungo la LOS (Line Of Sight) ottenuta con l'elaborazione dei dati DInSAR del sistema satellitare COSMO-SkyMed per il periodo 2012-2020. Anche in questo caso, le velocità annue sono state costanti nel periodo di osservazione, come mostrato dalla figura 12 che riporta le serie temporali degli spostamenti lungo la LOS di alcuni edifici che sorgono sulle due frane principali. Si può osservare che i dati possono essere interpolati con rette le cui pendenze indicano velocità medie  $v_{LOS}$  di qualche mm/anno. Dalle componenti lungo la LOS, con la procedura descritta da DI MAIO *et al.* [2018], si è risaliti ai vettori spostamento, ottenendo un accordo soddisfacente con i dati inclinometrici e GPS [VASSALLO *et al.*, 2021]. La qualità dei dati DInSAR è risultata tale da permettere sia di estrapolare nel tempo le curve degli spostamenti di inclinometri ormai fuori uso (Fig. 13)

che di interpretare i primi dati delle nuove installazioni inclinometriche (Fig. 14).

Alle velocità annue di spostamento costanti è corrisposta, nel periodo di osservazione, una notevole variabilità stagionale, caratterizzata dalla sincronia degli andamenti temporali degli spostamenti basali cumulati e delle piogge giornaliere cumulate (Fig. 15).

Una prima analisi quantitativa della correlazione fra spostamenti e piogge per periodi lunghi è stata eseguita per la frana di Costa della Gaveta con la tecnica EPRMOGA (Evolutionary Polynomial Regression Multi Objective Genetic Algorithm), basata su regressioni polinomiali [GIUSTOLISI e SAVIC, 2009], adatta all'interpretazione di fenomeni ambientali caratterizzati da forte non linearità [DOGLIONI *et al.*, 2010; 2014]. I risultati dell'analisi condotta con una discretizzazione temporale di 10 giorni su serie di 10 anni sono stati espressi in forma di legame funzionale fra le velocità basali e le piogge [VASSALLO *et al.*, 2016a]. La figura 16 riporta i dati sperimentali e i risultati delle simulazioni per l'inclinometro I12; le simulazioni sono state eseguite sia per l'intero periodo di analisi che per intervalli temporali di 40 giorni (ogni 40 giorni il modello riparte dai dati sperimentali). La figura mostra che i risultati delle simulazio-

ni sono molto simili fra loro e in accordo con i dati sperimentali. VASSALLO *et al.* [2016a] hanno mostrato che la relazione che fornisce la velocità al tempo  $t$  in funzione delle altezze di pioggia può essere approssimata come segue:

$$v_t \cong a \cdot (P_t + 0.71 P_{t-1} + 0.71^2 P_{t-2} + 0.71^3 P_{t-3} + 0.71^4 P_{t-4} + 0.71^5 P_{t-5} + 0.71^6 P_{t-6}) \quad (1)$$

in cui:

$a$  è una costante numerica,

$v_t$  è la velocità media valutata in un periodo di 10 giorni precedenti il tempo  $t$ , espressa in cm/10 giorni,

$P_t, P_{t-1}, \dots, P_{t-6}$  sono le altezze di pioggia in 10, 20, ..., 60 giorni precedenti  $t$ , espresse in mm.

La (1) mostra come ci sia una forte influenza sulle velocità di scorrimento delle piogge contemporanee e come l'influenza delle piogge delle decadi precedenti diminuisca rapidamente. Lo stesso tipo di andamento si riscontra in tutte le serie degli spostamenti basali, che peraltro risultano fra loro linearmente dipendenti. La figura 17 mostra infatti che c'è un ottimo accordo fra i dati di spostamento dell'inclinometro I12 calcolati con EPRMOGA, la serie sperimentale di I12 e le serie sperimentali degli altri inclinometri (in figura ciascuna serie è divisa per una costante che la rende facilmente confrontabile con le altre serie). L'andamento temporale degli scorrimenti basali della frana di Varco d'Izzo, soggetta allo stesso regime pluvio-

metrico, è molto simile a quello della frana di Costa della Gaveta.

La stretta corrispondenza fra piogge e scorrimenti sembra essere una caratteristica delle frane profonde più antiche, caratterizzate da scorrimento localizzato alla base. Infatti, l'andamento temporale della colata superficiale di masseria Romaniello, che mostra un profilo inclinometrico da liquido viscoso, è del tutto diverso. Nel periodo di osservazione, si sono infatti verificati movimenti parossistici della piccola colata con velocità di metri al giorno per diverse settimane e poi rallentamenti. Nel periodo in cui è stato possibile osservare il rallentamento, l'evoluzione temporale stagionale ha mostrato ritardi di circa 3 mesi rispetto agli altri inclinometri di Costa della Gaveta, come mostrato dalla figura 18 che riporta il confronto fra gli spostamenti cumulati in superficie di I14, gli spostamenti basali cumulati di I12 e la pioggia. Inoltre, da circa 2 anni, si stanno monitorando in continuo gli spostamenti di frane superficiali (profondità minore 8-10 m) a scorrimento concentrato alla base, dello stesso sistema franoso di Costa della Gaveta, trovando anche in questo caso ritardi notevoli degli spostamenti rispetto alle piogge. Sembra quindi interessante analizzare i motivi del diverso comportamento.

L'influenza della pioggia sugli scorrimenti basali profondi dovrebbe comunque manifestarsi attraverso le pressioni interstiziali nella zona di scorrimento. Per comprendere come e se questo processo avviene,

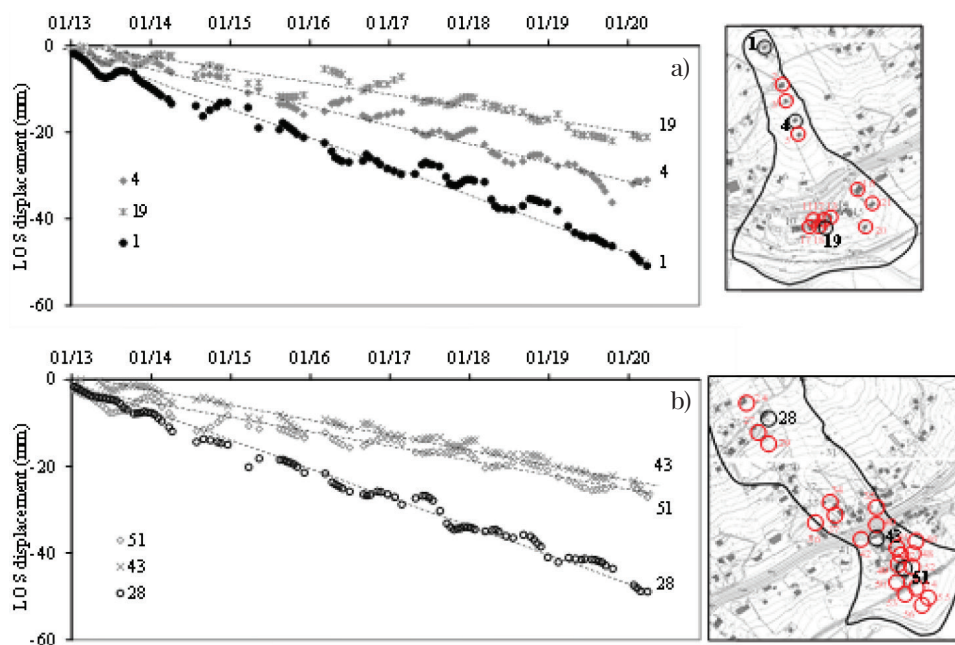


Fig. 12 – Dati CSK: serie temporali degli spostamenti di alcuni punti di osservazione su strutture nelle frane di Costa della Gaveta a) e Varco d'Izzo b) (ridisegnato da VASSALLO *et al.*, 2021).

Fig. 12 – CSK data: time series of LOS displacements of some targets in the Costa della Gaveta a) and Varco d'Izzo b) landslides (re-drawn from VASSALLO *et al.*, 2021).

il sistema di monitoraggio già attivo dal 2005 è stato integrato nel 2018 e poi nel progetto MITIGO con nuovi piezometri ed è stata eseguita un'estesa campagna di prove di sito per la caratterizzazione idraulica del corpo di frana, della formazione in posto e soprattutto della zona di scorrimento.

#### 4. Caratteristiche idrauliche del sottosuolo

##### 4.1. Caratteristiche idrauliche

L'assetto geo-idro-meccanico della collina di Costa della Gaveta vede un acquifero fessurato a media permeabilità, la formazione di Corleto Pertica-

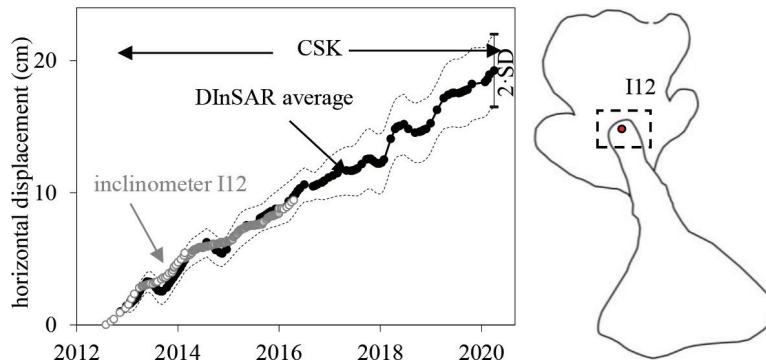


Fig. 13 – Confronto fra i dati dell'inclinometro I12 e i dati DiNSAR CSK relativi a un vicino edificio. I dati CSK permettono di estrapolare in modo affidabile i dati dell'inclinometro, fuori uso da diversi anni, che indicava spostamenti in superficie uguali a quelli basali a 12 m di profondità (ridisegnato da VASSALLO *et al.*, 2021).

Fig. 13 – Comparison between previous inclinometer data and DiNSAR CSK data of a nearby building. The DiNSAR data allow to extrapolate inclinometer data which refer to basal displacements at a depth of 12 m (re-drawn from VASSALLO *et al.*, 2021).

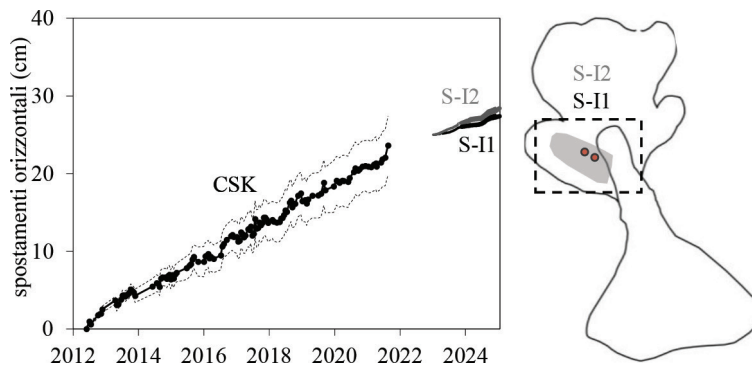


Fig. 14 – Confronto dei dati degli inclinometri S-I1 e S-I2 recentemente installati con i dati DiNSAR precedenti di un vicino edificio. I dati hanno permesso di ipotizzare che le caratteristiche cinematiche della piccola frana per scorrimento (profondità circa 8 m) sono invariate almeno da 12 anni.

Fig. 14 – Comparison between data by recently installed inclinometers and previous DiNSAR data in a nearby building. The data support the hypothesis that the kinematic characteristics of the small sliding landslide (depth approximately 8 m) have been unchanged for at least 12 years.

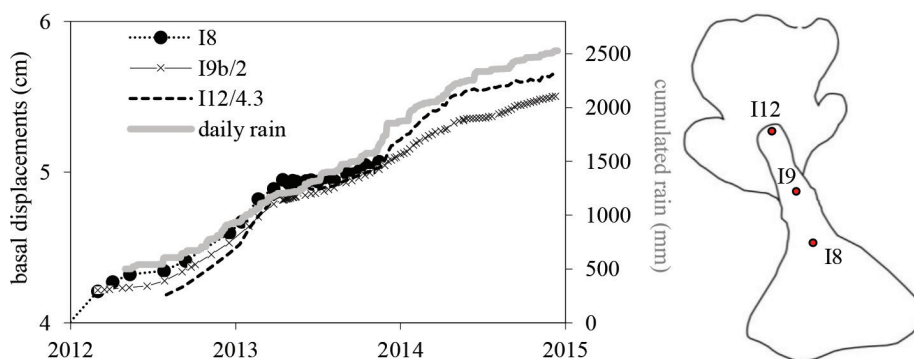


Fig. 15 – Confronto fra piogge cumulate e spostamenti basali inclinometrici (ridisegnato da VASSALLO *et al.*, 2016a).

Fig. 15 – Comparison among cumulated rainfall and inclinometer basal displacements (redrawn from VASSALLO *et al.*, 2016a).

ra, stabilire le condizioni idrauliche sul contorno di monte di una formazione argillosa con permeabilità media minore e localmente molto bassa, le Argille Varicolori (tipo GM2 della classifica proposta da CO-TECCHIA *et al.*, 2020). Di fatto, l'eterogeneità litolo-

gica e la presenza di discontinuità dalla micro alla macro-scala rendono queste formazioni complesse anche dal punto di vista idrogeologico [URCIUOLI *et al.*, 2016; PICARELLI *et al.*, 1993; 1998; 2021b; D'ONOFRIO *et al.*, 2023]. Per caratterizzare da un punto di

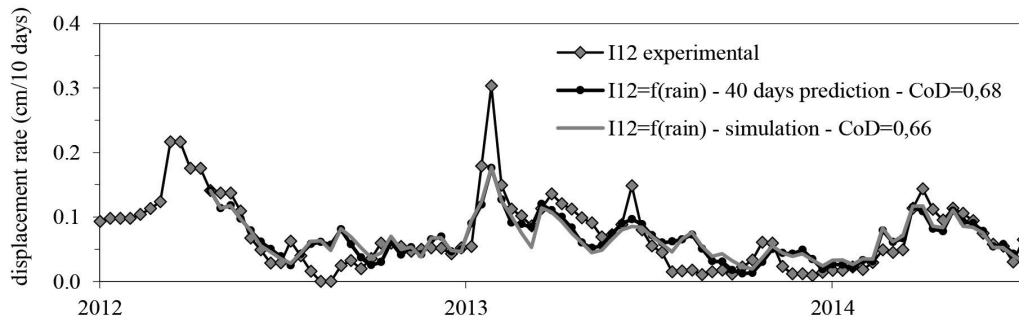


Fig. 16 - Andamento nel tempo degli spostamenti basali in I12: dati sperimentali, previsioni a 40 giorni e simulazioni per l'intero periodo (ridisegnato da VASSALLO *et al.*, 2016). CoD è il coefficiente di determinazione che esprime l'accuratezza di simulazione.

Fig. 16 - Time plot of displacement rates of basal displacement in I12: measured data, 40-days ahead prediction and simulation over the entire time interval (re-drawn from VASSALLO *et al.*, 2016). CoD is the coefficient of determination, indicating the fitness of model output to measured data.

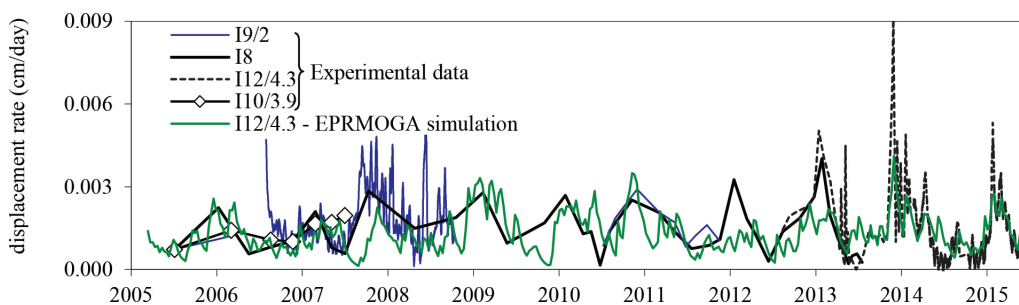


Fig. 17 - Confronto fra le velocità di I12 stimate con e le velocità di spostamento sperimentali di I12 e di altri inclinometri della frana di Costa della Gaveta (ridisegnato da VASSALLO *et al.*, 2016a).

Fig. 17 - Comparison between EPRMOGA simulation of basal displacement rate in I12 and displacement rates evaluated by inclinometers in I12 and in other inclinometers (re-drawn from VASSALLO *et al.*, 2016a).

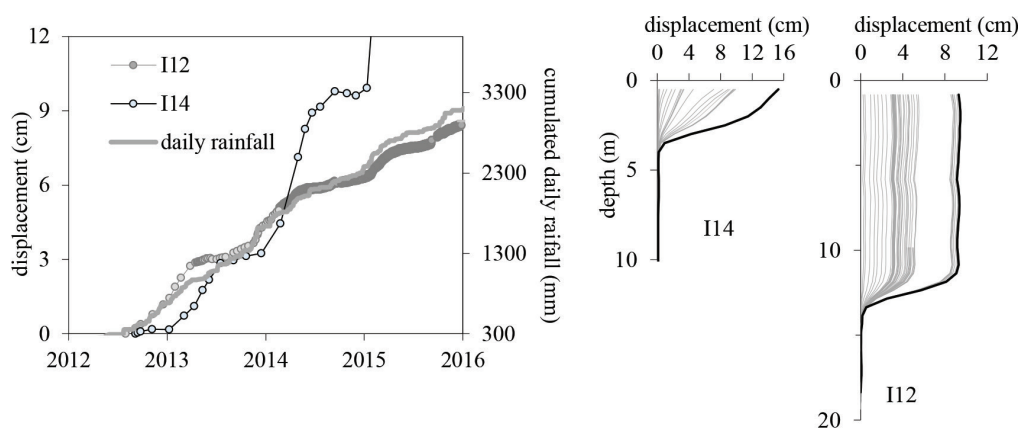


Fig. 18 - Confronto fra gli andamenti delle piogge giornaliere cumulate e degli spostamenti cumulated in I12 (frana di Costa della Gaveta) e I14 (colata masseria Romaniello) (rielaborato da VASSALLO *et al.*, 2016b).

Fig. 18 - Comparison between cumulated rainfall and displacements in I12 (Costa della Gaveta landslide) and I14 (masseria Romaniello earthflow) (re-elaborated from VASSALLO *et al.*, 2016b).

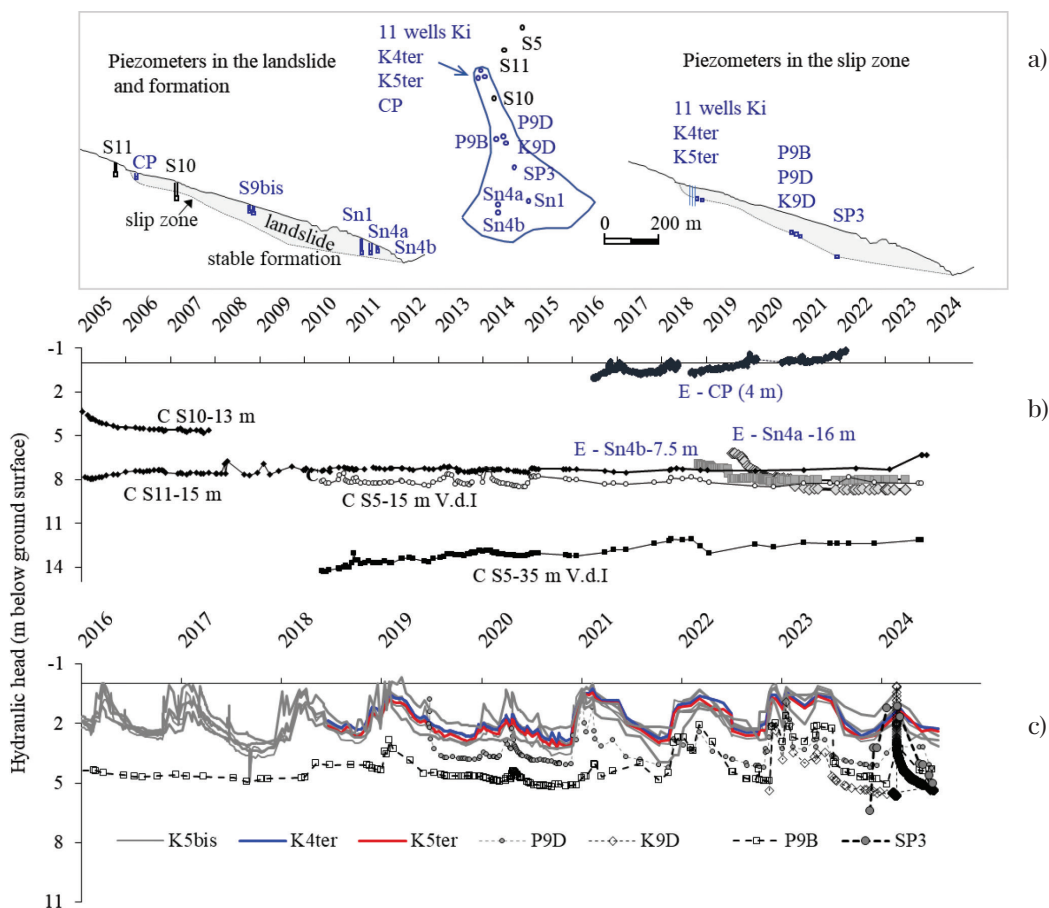


Fig. 19 – Posizione di alcuni piezometri nella frana di Costa della Gaveta a), pressioni dell’acqua nei piezometri installati nel corpo di frana e nella formazione in posto b) e lungo la zona di scorrimento c) (ridisegnato da DI MAIO *et al.*, 2021).

Fig. 19 – Location of some piezometers in the Costa della Gaveta landslide a), water pressures recorded by piezometers in the landslide body and in the parent formation b), and in the displacement zone c) (re-drawn from DI MAIO *et al.*, 2021).

vista idraulico il volume di sottosuolo in cui si sviluppano le frane del versante, numerosi piezometri Casagrande e celle elettriche a corda vibrante sono stati installati con prese localizzate a diverse profondità nel corpo di frana, nella formazione stabile e nella zona di scorrimento. Sono stati realizzati anche numerosi pozzi che attraversano la zona di scorrimento e penetrano di diversi metri nella formazione in posto, sostenuti da tubi aperti sfinestrati a tutta altezza. I pozzi sono serviti anche per la valutazione dell’andamento della permeabilità lungo la verticale, usando a tale scopo strumentazioni e procedure sperimentali messe a punto da DI MAIO *et al.* [2017; 2021].

Gli andamenti temporali delle pressioni dell’acqua nel corpo di frana e nella formazione in posto mostrano variazioni trascurabili, non chiaramente stagionali né collegabili alle piogge, anche nei casi di misura con celle elettriche installate a pochi metri di profondità, al di sotto della zona vadosa (Fig. 19b). Al contrario, i numerosi piezometri installati nella zona di scorrimento mostrano ampie variazioni regolari, stagionali, in fase fra di loro (Fig. 19c). L’andamento

stagionale delle pressioni interstiziali nella banda di scorrimento è risultato anche in fase con le velocità di spostamento basale in tutti i punti in cui gli spostamenti sono stati misurati [DI MAIO *et al.*, 2020; 2021; 2023]. Sembra quindi ragionevole ipotizzare che la zona di scorrimento sia una zona di percorso privilegiato per l’acqua e per la propagazione delle sue pressioni. Questa ipotesi è avvalorata dai risultati delle prove di permeabilità.

La conducibilità idraulica è stata valutata mediante prove a carico variabile nei piezometri Casagrande e nei pozzi. Negli stessi pozzi sono state eseguite misure localizzate di afflusso usando una cella di altezza di circa 20 cm che scorre a tenuta nel foro e raccoglie l’acqua che filtra dalle pareti attraverso la superficie intercettata (Fig. 20a). Il pozzo viene svuotato, si posiziona la cella e si monitorano i volumi di acqua in essa affluenti per un tempo sufficiente al raggiungimento di condizioni apparentemente stazionarie (Fig. 20d). La misura viene ripetuta lungo tutta l’altezza del pozzo, ottenendo così profili di velocità di filtrazione  $q$  in condizioni stazionarie come quelli riportati in figura 20b. I dati sperimentali mostrano che le velocità di

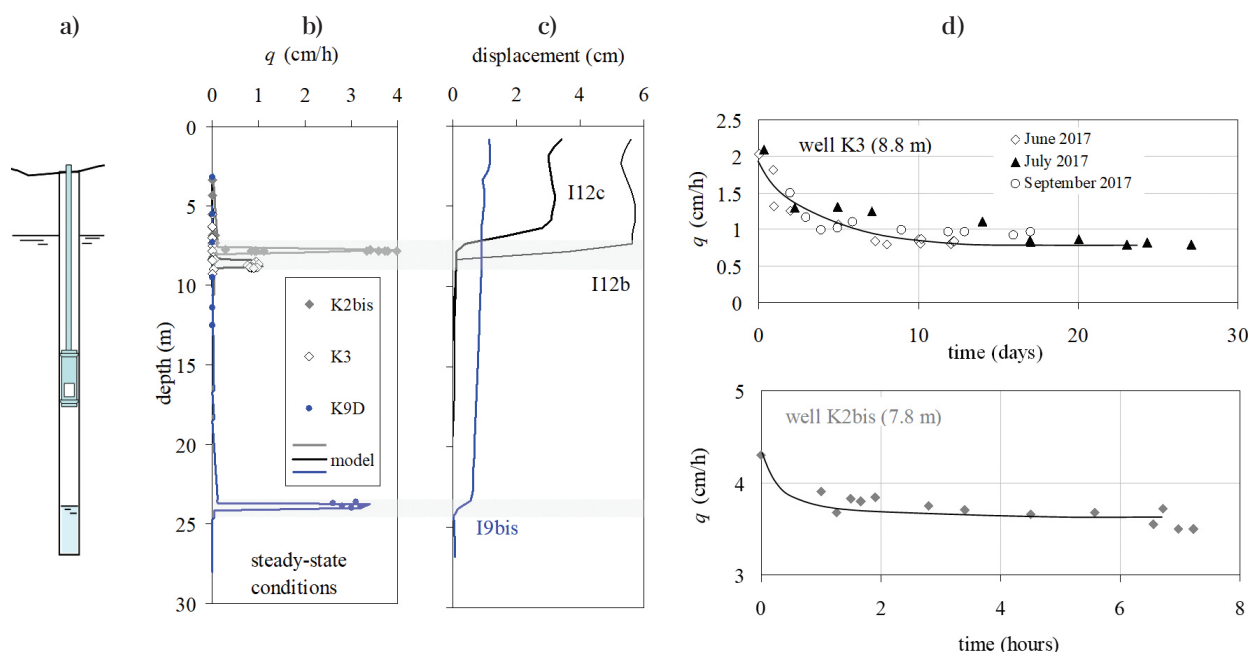


Fig. 20 – Schema di installazione del permeametro in foro a), velocità di filtrazione  $q$  lungo la verticale dei fori b), profili di spostamento negli inclinometri vicini c), andamento nel tempo della velocità di filtrazione  $q$  durante le prove d) [DI MAIO *et al.*, 2021].

Fig. 20 – Scheme of installation of the permeameter in a borehole supported by a screen a); steady-state seepage rate  $q$  against depth from the ground b); inclinometer profiles close to the test boreholes c); and time trend of seepage rate at the depths of 8.8 m and 7.8 m in two different wells d) [DI MAIO *et al.*, 2021].

filtrazione più elevate si verificano in zone di limitato spessore, circa 0,2 m – 0,5 m, a profondità comprese tra 7,5 e 9 m nella testa della frana e a circa 25 m nelle sezioni baricentrali. Tali profondità, oltre a essere le stesse in cui i diversi tipi di piezometri hanno registrato notevoli variazioni stagionali di pressione, corrispondono alle zone di scorrimento rilevate dai vicini inclinometri (Fig. 20c).

La conducibilità idraulica della zona di scorrimento è stata valutata calibrando con i dati sperimentali modelli FEM in condizioni assialsimmetriche e modelli FDM 3D, considerando per il corpo di frana e la formazione in posto i valori di permeabilità ottenuti con le prove da piezometro Casagrande. I risultati del calcolo mostrano che la banda di scorrimento è più permeabile di alcuni ordini di grandezza del corpo di frana (Tab. I). Gli intervalli di valori forniti dalle prove più affidabili, cioè quelle con permeametro e con pie-

zometro Casagrande, evidenziano differenze fino a 3 – 4 ordini di grandezza.

La zona di scorrimento, peraltro al residuo, si comporta quindi come una discontinuità idraulica a grande scala oltre che come discontinuità meccanica. La sua elevata permeabilità potrebbe dipendere da vari fattori [COMEGNA e PICARELLI, 2008; COTECCHIA *et al.*, 2015], fra i quali la persistenza del movimento in un canale a sezione trasversale crescente da monte verso valle e la presenza di blocchi e frammenti di consistenza lapidea che possono provocare reti di solchi di materiale allentato anche a elevati stati tensionali. Attualmente, sono in corso alcuni studi orientati a comprendere anche il ruolo delle faglie che attraversano il letto di frana sul comportamento idraulico della zona di scorrimento.

Al fine di valutare come la distribuzione della conducibilità idraulica influenza le pressioni dell'ac-

Tab. I – Conducibilità idraulica ottenuta dalle prove in sito realizzate nelle frane di Costa della Gaveta e Varco d'Izzo (aggiornamento di DI MAIO *et al.*, 2021).

Tab. I – Hydraulic conductivity evaluated by field tests in the Costa della Gaveta and Varco d'Izzo landslides (updated DI MAIO *et al.*, 2021).

Type of test	landslide $k_l$ (m/s)	slip band $k_{sz}$ (m/s)	formation $k_f$ (m/s)
Local seepage in permeameter installed in boreholes	$10^{-9} - 5 \cdot 10^{-9}$	$10^{-7} - 10^{-6}$	$10^{-10}$
Falling head tests in boreholes		$10^{-8} - 5 \cdot 10^{-8}$	
Falling head tests in Casagrande piezometers	$5 \cdot 10^{-10} - 10^{-9}$	$2 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-11} - 5 \cdot 10^{-10}$

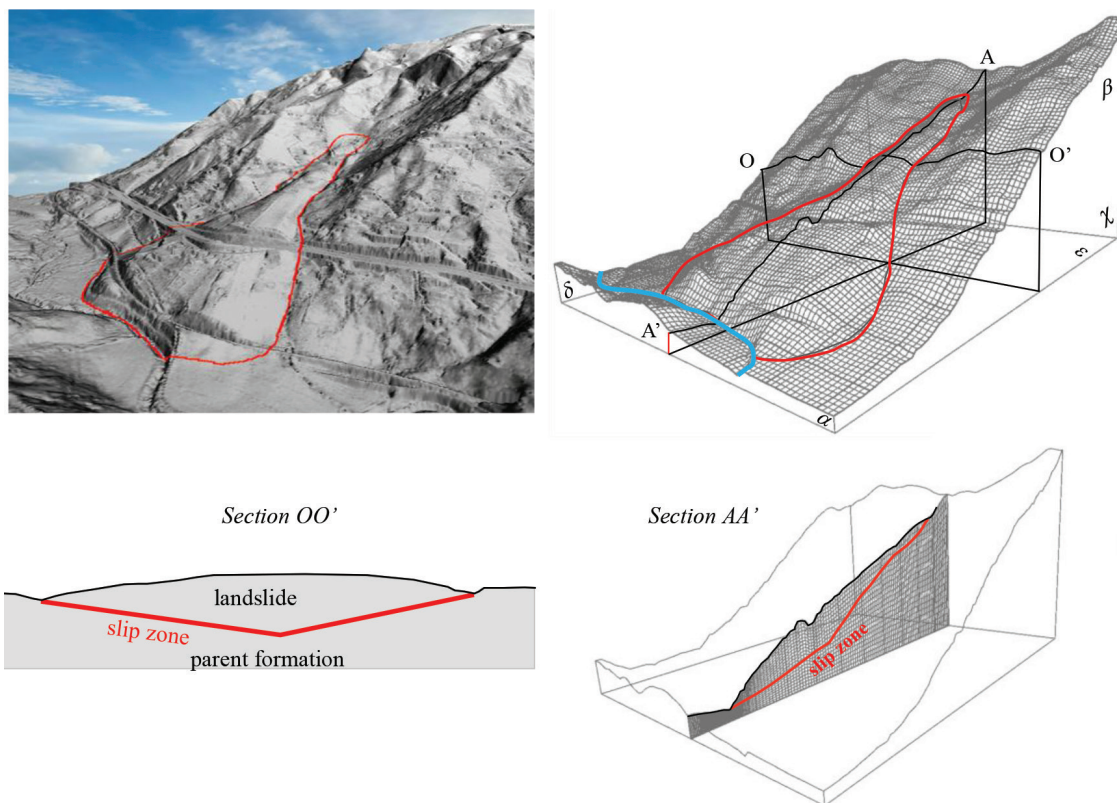


Fig. 21 – DTM del sistema franoso di Costa della Gaveta, modello di MODFLOW 3D e sezioni trasversale e longitudinale. Condizioni idrauliche al contorno: flusso nullo attraverso i piani  $\epsilon$ ,  $\beta$  and  $\delta$ ; carico idraulico costante  $H=770$  m sul piano  $\chi$ ;  $H=630$  m sulle verticali per il fiume (ridisegnato da DI MAIO *et al.*, 2021).

Fig. 21 – DTM of the Costa della Gaveta landslide system, MODFLOW 3D domain, cross and longitudinal sections. Boundary conditions: zero flux is assumed through planes  $\epsilon$ ,  $\beta$  and  $\delta$ ; plane  $\chi$  is considered equipotential with hydraulic head  $H=770$  m; on the vertical lines through the river,  $H=630$  m, equal to the river water level (re-drawn from DI MAIO *et al.*, 2021).

qua lungo le superfici di scorrimento, sono state condotte analisi numeriche 3D per la frana di Costa della Gaveta, utilizzando il codice alle differenze finite Modflow [HARBAUGH, 2005]. La geometria della superficie di scorrimento (Fig. 21) è stata ipotizzata sulla base delle numerose misure inclinometriche e anche su base geomorfologica [DI MAIO *et al.*, 2010]. I calcoli sono stati effettuati per diverse distribuzioni della conducibilità idraulica: sottosuolo omogeneo (*caso a*), “caso reale” con parametri sperimentali medi e con una zona di scorrimento più permeabile (*caso b*), zona di scorrimento meno permeabile del corpo di frana (*caso c*) e permeabilità della zona di scorrimento e della frana uguali (*caso d* risultato molto simile *al caso a*). Sono state analizzate le condizioni stazionarie e quelle transitorie associate alle serie storiche di piogge.

In figura 22 sono riportate le isopieziche nella sezione longitudinale AA' per la condizione stazionaria con  $u = 0$  sulla superficie del terreno, per terreno omogeneo (*caso a*) e per terreno con la distribuzione di permeabilità derivante dai dati sperimentali (*caso b*). Dal confronto emerge un'importante riduzione dell'altezza piezometrica (3 m - 4 m) lungo la zona di

scorrimento quando questa è molto permeabile (*caso b*) e quindi esercita un'azione di drenaggio sull'intero pendio. Per analizzare l'andamento temporale delle pressioni dell'acqua, sono state eseguite analisi transitorie con risoluzione temporale giornaliera, applicando sulla superficie del terreno la serie di precipitazioni storiche come portata specifica. Sono stati adottati coefficienti di compressibilità:  $m_v=10^{-5}$  kPa $^{-1}$  per il corpo di frana e la zona di scorrimento,  $m_v=10^{-6}$  kPa $^{-1}$  per la formazione indisturbata. Le analisi sono state eseguite per i 4 casi citati di distribuzione delle permeabilità. I risultati (Fig. 23) mostrano che la soluzione relativa alla fascia di scorrimento più permeabile (*caso b*) interpreta bene i dati sperimentali, al contrario degli altri casi considerati che se ne discostano notevolmente.

In definitiva, la maggiore permeabilità della zona di scorrimento provoca il duplice effetto di: *a*) drenaggio del versante con riduzione significativa (3-4 m in colonna d'acqua) delle pressioni interstiziali medie; *b*) significativa amplificazione delle variazioni stagionali delle pressioni dell'acqua nella zona di scorrimento.

Per valutare come le distribuzioni delle pressioni dell'acqua interstiziale lungo la superficie di scor-

rimento influenzano le condizioni di equilibrio della frana, VASSALLO *et al.* [2016] hanno calcolato, sempre per la frana di Costa della Gaveta, il coefficiente di sicurezza 3D in condizioni di equilibrio limite globale, adottando il metodo delle colonne verticali [HOVLAND, 1977; AHMED *et al.*, 2012] e verifican-

do la coerenza con i risultati ottenuti con il software STAB3D [CHEN *et al.*, 2003]. Sono state analizzate sia le condizioni stazionarie che quelle transitorie. Per condizioni stazionarie relative a  $u = 0$  sulla superficie del terreno, la figura 24 riporta il coefficiente di sicurezza SF in funzione della permeabilità della zona

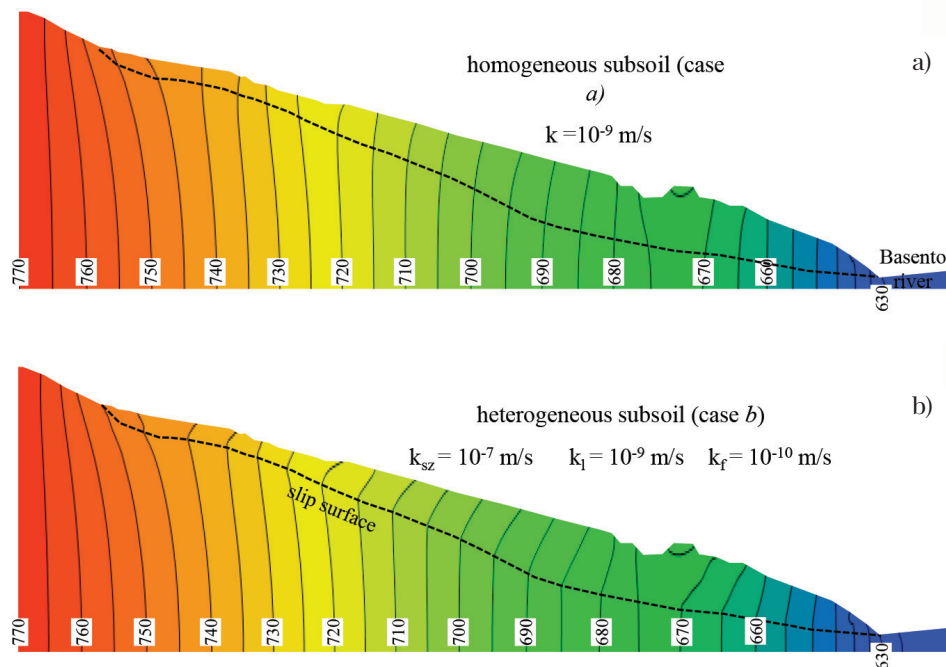


Fig. 22 – Isopieziche nella sezione AA' in condizioni stazionarie, nell'ipotesi di  $u=0$  sul piano campagna, per terreno omogeneo con conducibilità idraulica  $k=10^{-9}$  m/s a), per terreno eterogeneo con  $k_{sz}=10^{-7}$  m/s,  $k_i=10^{-9}$  m/s,  $k_f=10^{-10}$  m/s b) [DI MAIO *et al.*, 2021].

Fig. 22 – Hydraulic head contours in section AA' in steady-state conditions, under the hypotheses of  $u = 0$  on the ground surface, for homogeneous subsoil with hydraulic conductivity  $k=10^{-9}$  m/s a); and heterogeneous subsoil with  $k_{sz}=10^{-7}$  m/s,  $k_i=10^{-9}$  m/s,  $k_f=10^{-10}$  m/s b) [DI MAIO *et al.*, 2021].

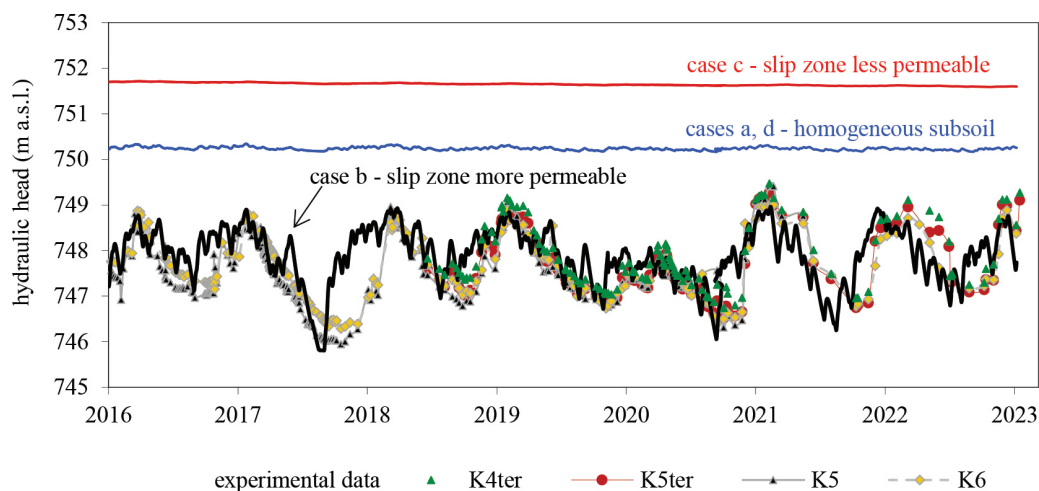


Fig. 23 – Carico idraulico in funzione del tempo in alcuni punti della zona di scorrimento: risultati sperimentali (pozzi  $K_i$  e piezometri K4ter, K5ter e P9D) e risultati numerici per i casi di terreno omogeneo con  $k=10^{-9}$  m/s, e per zona di scorrimento meno permeabile e più permeabile delle altre regioni del sottosuolo [DI MAIO *et al.*, 2021].

Fig. 23 – Hydraulic head against time in some points of the slip zone: experimental results ( $K_i$  wells, K4ter, K5ter and P9D) and numerical results obtained for the cases of homogeneous subsoil under the historical rain series with  $k=10^{-9}$  m/s, and for slip zone more permeable and less permeable than the other zones [DI MAIO *et al.*, 2021].

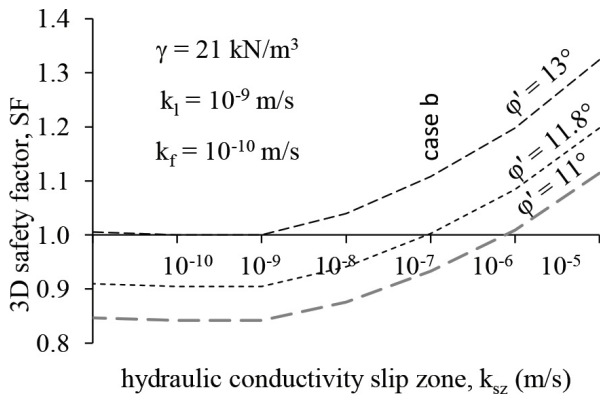


Fig. 24 - Coefficiente di sicurezza 3D in condizioni di equilibrio limite globale in funzione della conducibilità idraulica della zona di scorrimento  $k_{sz}$ , nelle ipotesi di condizioni stazionarie con  $u=0$  sul piano campagna e conducibilità idraulica della frana  $k_l=10^{-9}$  m/s, della formazione in posto  $k_f=10^{-10}$  m/s, per tre diversi valori dell'angolo di attrito  $\phi'$  [DI MAIO *et al.*, 2021].

Fig. 24 - Limit equilibrium safety factor SF against the hydraulic conductivity of the slip zone  $k_{sz}$ , under the hypotheses of steady-state hydraulic conditions with  $u=0$  on the ground surface, hydraulic conductivity of the landslide  $k_l=10^{-9}$  m/s, and of the stable formation  $k_f=10^{-10}$  m/s, for three different values of the friction angle  $\phi'$  [DI MAIO *et al.*, 2021].

di scorrimento,  $k_{sz}$ , per valori delle permeabilità della frana e della formazione rispettivamente pari a  $k_l = 10^{-9}$  m/s e  $k_f = 10^{-10}$  m/s. Come parametri di resistenza, sono stati considerati  $c' = 0$  e tre valori dell'angolo di attrito:  $\phi' = 13^\circ$  (che fornisce  $SF = 1$  per il caso di  $k_{sz} = k_l$ ),  $\phi' = 11,8^\circ$ , che fornisce  $SF = 1$  nel caso di banda di scorrimento permeabile (caso b) e  $\phi' = 11^\circ$ . Si può osservare come, a parità di  $\phi'$ , SF aumenti con  $k_{sz}$ , cioè con l'effetto di drenaggio e di riduzione delle pressioni dell'acqua da parte della zona di scorrimento permeabile.

Per valutare l'influenza della serie storica di piogge sul coefficiente di sicurezza, è stata utilizzata una

soluzione in forma chiusa proposta per la stessa frana da VASSALLO *et al.* [2016], calibrata con le analisi di stabilità basate sulla procedura di HOVLAND [1977]. La figura 25 riporta i risultati ottenuti per il caso di risoluzione temporale giornaliera, superficie di scorrimento permeabile (caso b) e angolo di attrito  $\phi' = 11^\circ$ , valore con il quale SF diventa leggermente maggiore di 1 nei periodi di velocità di spostamento minime. La figura mostra che l'andamento di SF (con scala in ordine inverso) è in fase con le serie di velocità di spostamento basale profondo: quando SF diminuisce, le velocità di spostamento aumentano.

In sintesi, il confronto fra i risultati del calcolo e i dati sperimentali mostra che le condizioni idrauliche e cinematiche della frana di Costa della Gaveta vengono colte in modo soddisfacente da un modello di sottosuolo che considera la zona di scorrimento molto più permeabile del corpo di frana e della formazione stabile, a loro volta poco permeabili ( $k_l \leq 10^{-9}$  m/s e  $k_f \leq 10^{-10}$  m/s). È evidente che questa peculiarità idraulica possa anche influenzare notevolmente l'efficacia di sistemi di riduzione della velocità delle frane come i sistemi drenanti.

#### 4.2. Influenza delle caratteristiche idrauliche del sistema franoso sull'efficacia di sistemi di trincee o setti drenanti

Il drenaggio è notoriamente uno dei rimedi più diffusi per la stabilizzazione di frane lente in terreni a grana fine saturi. L'efficacia dell'intervento è legata alla riduzione delle pressioni interstiziali indotte lungo le superfici di scorrimento e al conseguente aumento di tensioni efficaci e di resistenza a taglio. È un intervento efficace e relativamente meno costoso anche quando la superficie di scorrimento è profonda e il sito da stabilizzare è ampio. Fra i vari tipi di sistemi drenanti, le trincee sono la soluzione più adatta per frane su versanti a debole pendenza, con superfici di scorrimento sub-parallele al pia-

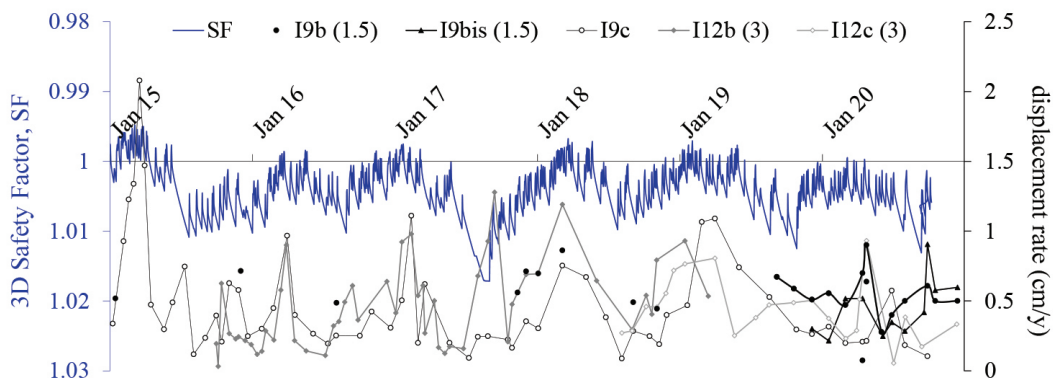


Fig. 25 - Coefficiente di sicurezza 3D in funzione del tempo per  $\phi' = 11^\circ$  e per il caso b ( $k_{sz}=10^{-7}$  m/s,  $k_l=10^{-9}$  m/s,  $k_f=10^{-10}$  m/s) e velocità di spostamento basale valutate negli inclinometri della frana di Costa della Gaveta [DI MAIO *et al.*, 2021].

Fig. 25 - 3D safety factor SF evaluated by assuming  $\phi' = 11^\circ$  and for case b ( $k_{sz}=10^{-7}$  m/s,  $k_l=10^{-9}$  m/s,  $k_f=10^{-10}$  m/s), compared to the basal displacement rates [DI MAIO *et al.*, 2021].

no campagna [DESIDERI e RAMPOLLO, 2009]. Fino a 4-5 m di profondità, le trincee possono essere semplicemente scavate. Per maggiori profondità, fino a 25-30 m, si realizzano setti drenanti con tecniche simili a quelle dei pali secanti o di pannelli contigui [PUN and URUIOLI, 2008; URUIOLI and PIRONE, 2013]. Nella letteratura è invalso l'uso di indicare come trincee anche i sistemi drenanti profondi, quando se ne discutono i soli effetti idraulici. Nel prosieguo si parlerà di trincee genericamente, intendendo trincee propriamente dette o setti in funzione della loro profondità.

Per lo schema ideale di trincee parallele allineate secondo la linea di massima pendenza del versante (Fig. 26) sono disponibili numerose soluzioni teoriche [HUTCHINSON, 1977; BURGHIGNOLI e DESIDERI, 1983; 1986; 1987; BROMHEAD, 1984; STANIC, 1984; DI MAIO *et al.*, 1986; 1988; DI MAIO e VIGGIANI, 1987; DESIDERI *et al.*, 1997; PUN e URUIOLI, 2008; DESIDERI e RAMPOLLO, 2009]. Le analisi ipotizzano che le trincee penetrino in uno strato di terreno omogeneo di spessore finito  $H$  per una profondità  $D \leq H$ . Per tale schema, BURGHIGNOLI e DESIDERI [1986] hanno mostrato che, al variare delle condizioni al contorno idrauliche e del grado di saturazione  $S_r$ , le soluzioni variano all'interno di due condizioni limite ottenute per  $S_r=100\%$ , corrispondenti a lama d'acqua e flusso nullo in superficie. Negli ultimi anni, sono state eseguite ulteriori modellazioni numeriche di sistemi di trincee drenanti per valutare sia gli effetti di geometrie più vicine a quelle delle frane nei versanti argillosi appenninici, sia l'influenza sui risultati del calcolo di modelli costitutivi diversi. COTECCHIA *et al.* [2016; 2019; 2020] e ELIA *et al.* [2017] hanno analizzato l'influenza della geometria della sezione trasversale della frana, della parziale saturazione del terreno, dell'interazione pendio-vegetazione-atmosfera. TAGARELLI e COTECCHIA [2022] hanno eseguito analisi idromeccaniche numeriche 2D completamente accoppiate, utilizzando diverse leggi costitutive. URUIOLI *et al.* [2020] hanno valutato l'influenza di strati di terreno permea-

bili intercettati dai drenaggi ma non connessi con l'atmosfera.

VASSALLO e DI MAIO [2025], utilizzando il software agli elementi finiti SEEP3D, hanno valutato gli effetti di sistemi di trincee e setti drenanti realizzati in un modello di pendio argilloso che riproduce le condizioni descritte per la frana di Costa della Gaveata, quindi caratterizzato da conducibilità idrauliche molto basse del corpo di frana e della formazione stabile e da conducibilità della zona di scorrimento di alcuni ordini di grandezza maggiore. Il modello 3D considerato (Fig. 27) è un caso di riferimento semplice, facilmente riproducibile. La superficie di scorrimento, simile a quella considerata da TAGARELLI e COTECCHIA [2022], è un arco di cerchio con profondità di 25 m dal piano campagna. Il sottosuolo è costituito da tre diverse regioni: corpo di frana, fascia di scorrimento di 2 m di spessore e formazione stabile; le proprietà idrauliche e meccaniche sono quelle riportate in figura 27. I terreni sono stati generalmente assunti saturi, ipotesi ritenuta ragionevole visto che la suzione di matrice non ha mai superato 350 kPa, probabile valore di ingresso d'aria nel terreno considerato [VASSALLO *et al.*, 2015]. Al contrario, il materiale di riempimento dei dreni, quando presente, è stato considerato desaturabile. Sono state condotte analisi 2D e 3D considerando le serie storiche di piogge registrate a Costa della Gaveata. La maggior parte delle analisi è stata condotta considerando le piogge totali [VASSALLO *et al.*, 2015] applicate come infiltrazione  $q_{rain}$  sulla superficie del terreno. È stata adottata una risoluzione temporale settimanale sia per le serie di pioggia,  $\Delta t_{rain}$ , che per il passo di calcolo,  $\Delta t_{calc}$ , dimostrando che è sufficientemente accurata. Sui contorni superiore e inferiore sono stati ipotizzati valori costanti del carico idraulico, corrispondenti rispettivamente a  $u = 0$  e  $u = -30$  kPa al piano campagna. Sui piani laterali e di base è stata applicata la condizione di flusso nullo. La condizione iniziale senza drenaggi è stata simulata con un'infiltrazione  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s sul piano campagna. Con questa infiltrazione, le pressioni ini-

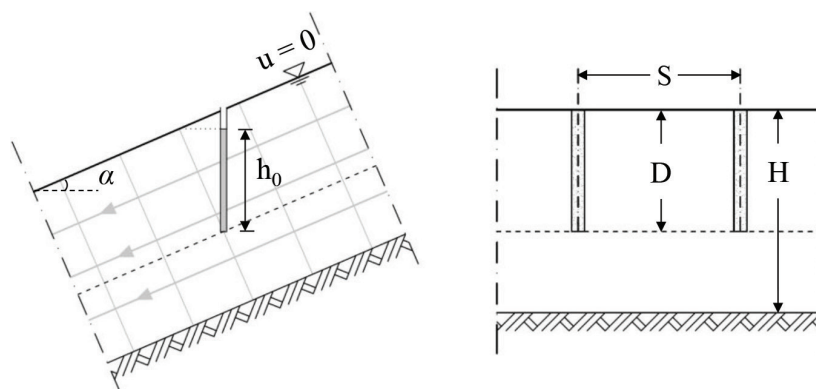


Fig. 26 - Sistema di trincee parallele in un pendio omogeneo indefinito.

Fig. 26 - System of parallel trench drains in an infinite homogeneous slope.

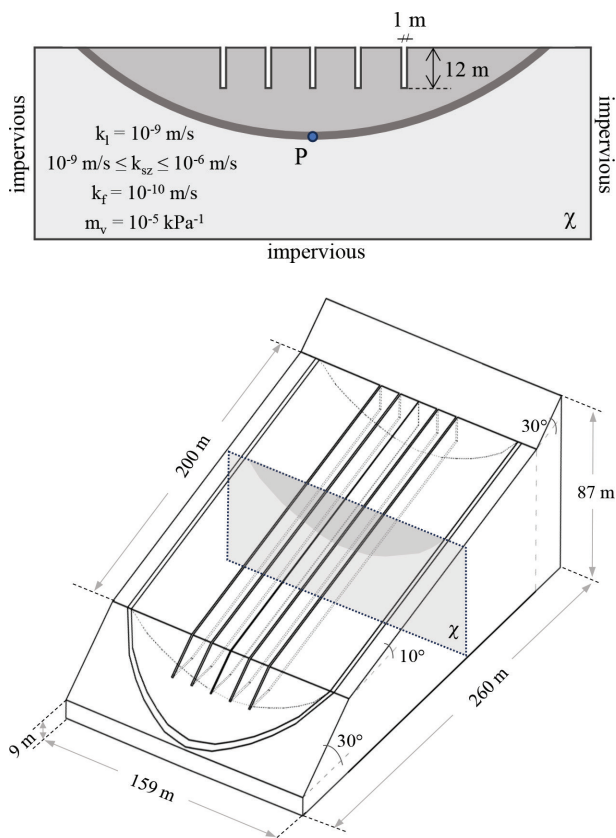


Fig. 27 – Geometria del modello 3D e della sezione trasversale centrale nel piano verticale  $\chi$ , proprietà dei materiali e condizioni al contorno idrauliche [VASSALLO e DI MAIO, 2025].

Fig. 27 – Geometry of the 3D model and of the central cross section in the vertical plane  $\chi$ , material properties and boundary conditions [VASSALLO and DI MAIO, 2025].

ziali dell'acqua nella zona di scorrimento sono molto vicine alle pressioni medie valutate con le analisi transitorie.

Le analisi sono state eseguite per quattro casi (Fig. 28): *a*) senza zona di scorrimento permeabile e senza dreni, *b*) senza zona di scorrimento permeabile e con dreni, *c*) con zona di scorrimento permeabile e senza dreni, *d*) con zona di scorrimento permeabile e dreni. È stata anche analizzata l'influenza sulle pressioni interstiziali nella zona di scorrimento della profondità  $D$  dei dreni.

La figura 28, per il caso di  $D=12$  m, mostra i risultati in termini di pressioni dell'acqua in funzione del tempo in alcuni punti della zona di scorrimento a diverse profondità dal piano campagna. I diagrammi mostrano che in assenza sia di fascia permeabile che di dreni (*caso a*), le piogge storiche non causano variazioni stagionali apprezzabili delle pressioni dell'acqua nei punti considerati. Sempre in assenza di zona di scorrimento più permeabile, l'attivazione dei dreni (*caso b*) fa sì che le pressioni dell'acqua subiscano riduzioni significative in meno di un anno e senza manifestare variabilità stagionale. La presen-

za di una zona di scorrimento permeabile (*caso c* e *d*) provoca una diminuzione delle pressioni iniziali e una notevole variabilità stagionale. La presenza dei dreni provoca riduzioni trascurabili delle pressioni dell'acqua rispetto al *caso c*; le variazioni stagionali massime sono di circa 50 kPa, con o senza dreni. Il sistema drenante sembra quindi, in questo caso, inefficace. La figura 29 riporta le pressioni dell'acqua al tempo  $t^*$  (il più penalizzante per la stabilità del versante, ottobre 2017) lungo la zona di scorrimento e lungo una verticale vicina alla trincea centrale. Il confronto tra i *caso a* e *b* mostra che, in assenza della zona permeabile, i dreni provocano una forte riduzione delle pressioni  $u$  anche sulla superficie di scorrimento, nonostante siano meno profonde. Al contrario, in presenza della zona permeabile (*caso c* e *d*), le pressioni in assenza dei dreni sono minori rispetto al *caso a*, e gli effetti dei dreni nella zona di scorrimento sono quasi nulli.

La figura 30 confronta i risultati dei calcoli 2D e 3D nella sezione trasversale centrale al tempo  $t^*$  e mostra che nel caso di  $k_{sz}=k_l$  (assenza di zona di scorrimento più permeabile, *caso a* e *b*), le soluzioni 2D e 3D sono quasi coincidenti, sia prima che dopo l'installazione dei dreni. Ciò è coerente con i risultati riportati dalla letteratura tecnica per terreno omogeneo [VOLPE *et al.*, 2023]. In presenza di una zona permeabile (*caso c* e *d*), gli effetti in termini di riduzione delle pressioni  $\Delta u$  sono ugualmente molto contenuti sia nelle condizioni 3D che 2D ma la soluzione 2D sovrastima le pressioni dell'acqua di circa 25 kPa.

Gli effetti dei dreni sulle pressioni dell'acqua lungo la superficie di scorrimento aumentano con la loro profondità in modo più che lineare. La figura 31 riassume l'influenza della profondità del sistema drenante sulle pressioni dell'acqua nel punto P della zona di scorrimento e sulle pressioni medie lungo l'intera zona. Le analisi sono state condotte per due condizioni stazionarie corrispondenti a  $u=0$  e  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s sul piano campagna, corrispondenti, rispettivamente, alle condizioni più gravose e a quelle medie. Per  $u=0$  sul p.c. e  $k_{sz}=10^{-6}$  m/s, i risultati del modello 3D (Fig. 31a) mostrano che le pressioni dell'acqua nel punto P diminuiscono di 30 kPa ÷ 40 kPa per profondità crescenti dei dreni da 12 m a 20 m. Per un ulteriore approfondimento fino a 21 m, i setti laterali penetrano nella zona di scorrimento e le pressioni dell'acqua si riducono di circa 150 kPa. Andamento simile è stato ottenuto per le pressioni medie dell'acqua lungo la zona di scorrimento (Fig. 31b). Per  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s sul piano campagna e  $k_{sz}=10^{-6}$  m/s, gli andamenti rimangono qualitativamente simili (Figg. 31c-d) a quelli ottenuti per  $u=0$ . Se  $k_{sz}=10^{-9}$  m/s (zona di scorrimento con le stesse proprietà del corpo di frana), si ottengono in tutti i casi considerati andamenti molto diversi, con riduzione quasi lineare delle pressioni dell'acqua in P all'aumentare della profondità del sistema drenante.

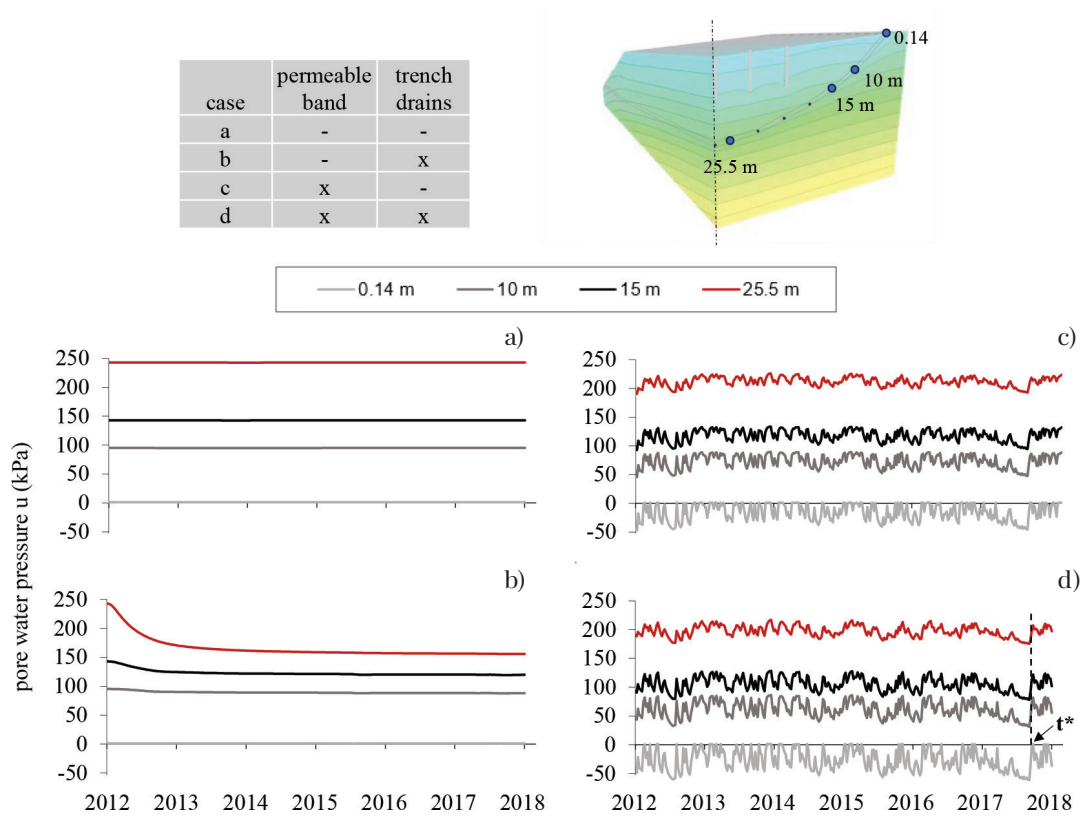


Fig. 28 – Risultati dell'analisi 3D degli effetti di un sistema di 5 dreni con profondità di 12 m, modello considerando la serie storica di piogge di Costa della Gaveta: andamento temporale delle pressioni dell'acqua in alcuni punti della zona di scorrimento nella sezione centrale. La condizione iniziale, prima del drenaggio, è stata ottenuta in condizioni stazionarie con  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s sul piano campagna [VASSALLO e DI MAIO, 2025].  
 Fig. 28 – 3D analysis of the effects of a system of 5 trenches, under the historical Costa della Gaveta rainfall series: pore water pressure against time in some points of the slip surface in the central vertical cross section. The initial steady state condition without trenches considers  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s on the ground [VASSALLO and DI MAIO, 2025].

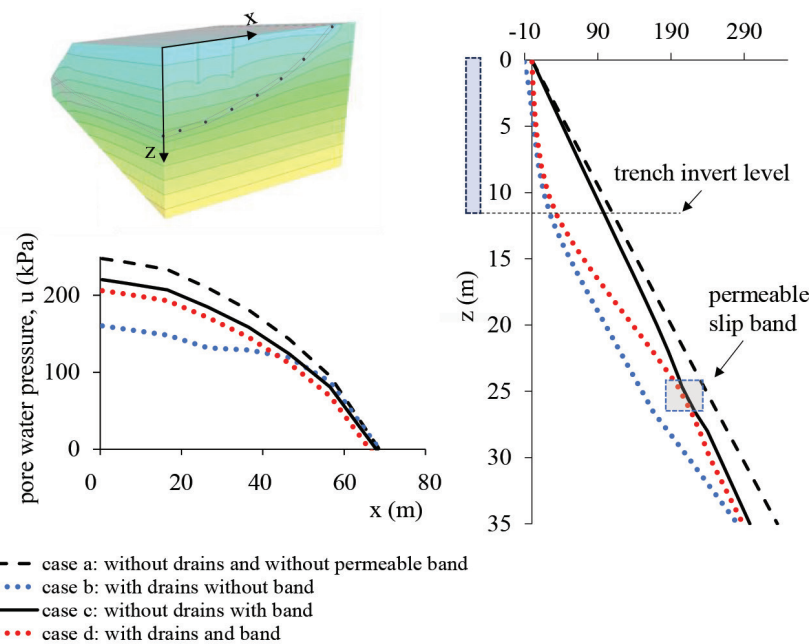


Fig. 29 – Analisi 3D: pressioni dell'acqua interstiziali lungo una verticale in asse e lungo la superficie di scorrimento al tempo  $t^*$  per i 4 casi considerati (assenza/presenza banda permeabile/dreni) [VASSALLO e DI MAIO, 2025].  
 Fig. 29 – Three-dimensional analysis: pore water pressure along a vertical and along the slip surface in the central cross section at  $t = t^*$  in the four considered cases of drainage [VASSALLO and DI MAIO, 2025].

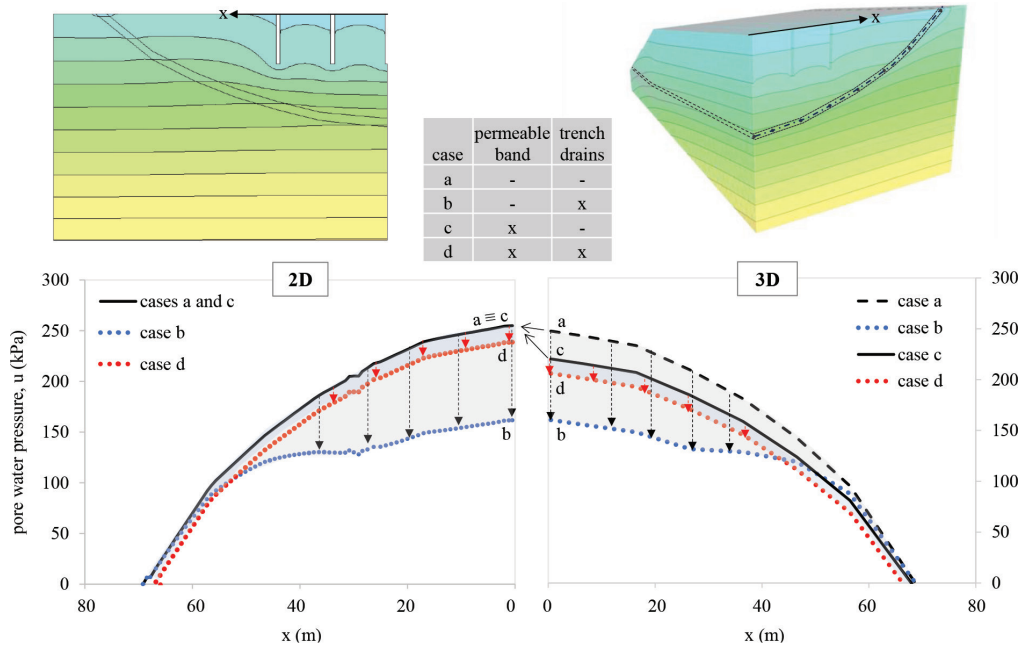


Fig. 30 – Distribuzione delle pressioni interstiziali lungo la superficie di scorrimento nella sezione centrale della frana al tempo  $t^*$ : confronto fra i risultati dei calcoli 2D e 3D nei 4 casi considerati. Le frecce rosse e nere rappresentano, rispettivamente, gli effetti dei dreni in presenza e in assenza della zona di scorrimento più permeabile [VASSALLO e DI MAIO, 2025].

Fig. 30 – Comparison between pore water pressure distributions along the slip surface evaluated by the 2D and the 3D models in the central cross section of the slope at  $t = t^*$ . Red and black arrows represent the drain effects in the presence and in the absence, respectively, of the permeable slip zone [VASSALLO and DI MAIO, 2025].

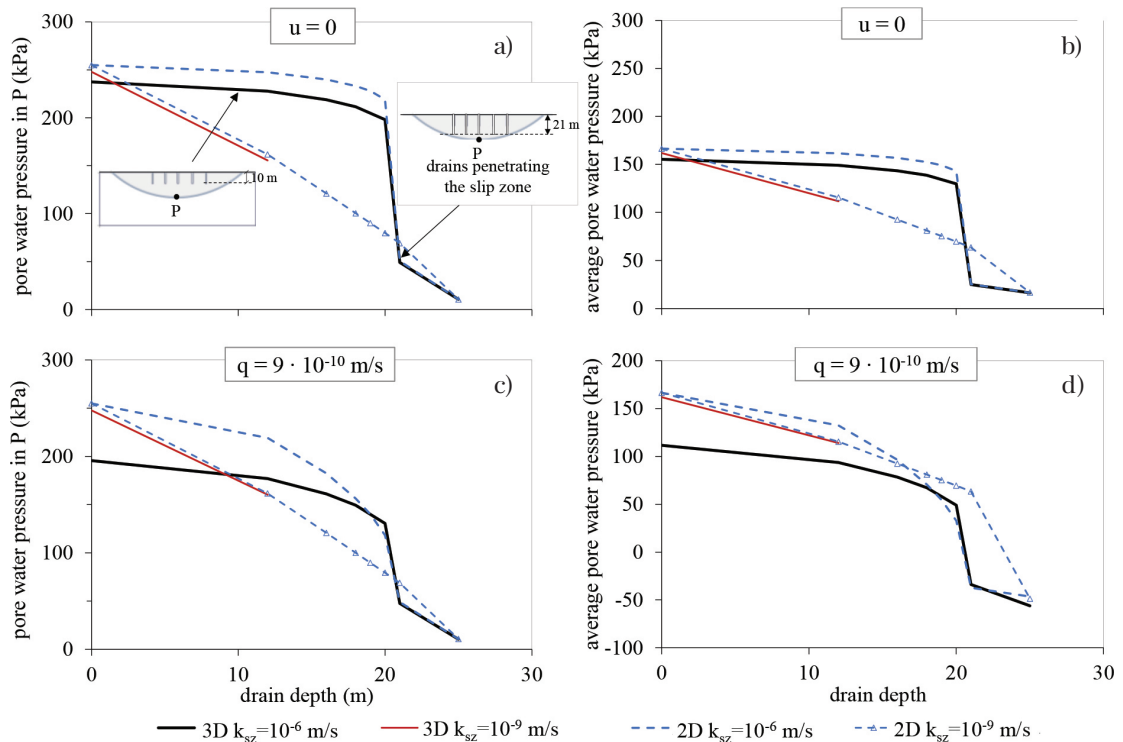


Fig. 31 – Influenza della profondità  $D$  dei dreni sulle pressioni dell'acqua nel punto  $P$  e sulle pressioni medie lungo la superficie di scorrimento, in condizioni stazionarie per  $u = 0$  sul piano campagna e per  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s. Ogni figura riporta i risultati 2D e 3D, per i due valori di  $k_{sz}$  indicati in legenda [VASSALLO e DI MAIO, 2025].

Fig. 31 – Effects of drain depth on pore water pressures: a) in the deepest point  $P$  of the slip zone, for  $u = 0$  at the ground; b) averaged along the slip zone, for  $u = 0$  at the ground; c) in point  $P$ , for  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s at the ground; d) averaged along the slip zone, for  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s at the ground. Each figure reports 2D and 3D results for two values of  $k_{sz}$  [VASSALLO and DI MAIO, 2025].

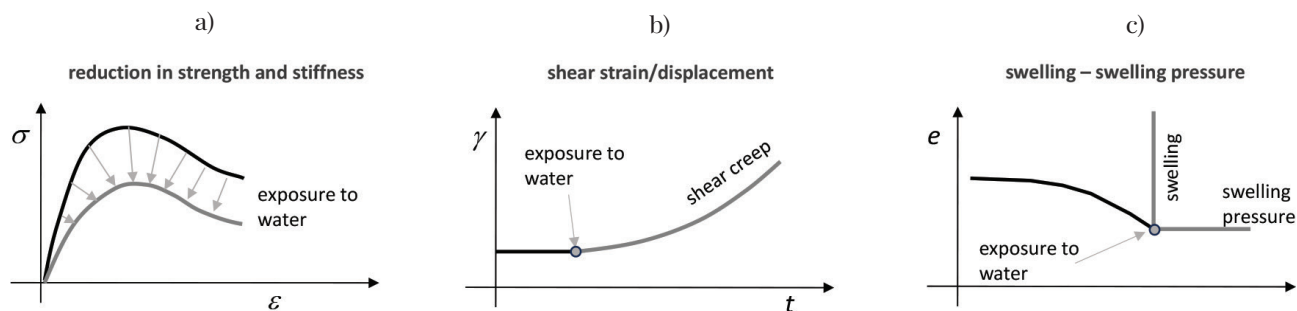


Fig. 32 – Alcuni effetti della riduzione di concentrazione ionica del fluido interstiziale dei terreni argillosi per effetto dell'esposizione ad acqua distillata o alla pioggia.

Fig. 32 – Some of the effects of a reduction in the pore solution concentration of clay soils due to exposure to distilled water or to rainwater.

## 5. Comportamento chemo-meccanico delle argille e influenza sulle frane

Numerose evidenze sperimentali e un numero sempre crescente di studi teorici mostrano che il comportamento dei terreni argillosi è influenzato da processi di natura chimico-fisica legati sia alla composizione mineralogica dello scheletro solido che alla composizione chimica del fluido interstiziale. La composizione mineralogica, molto variabile in natura, si riflette sull'entità della superficie specifica delle lamelle argillose. All'aumentare di questa, aumentano gli effetti delle interazioni chimico-fisiche delle lamelle argillose fra loro e con il fluido interstiziale. Ciò che per semplicità chiamiamo "acqua interstiziale" è, nelle argille di origine marina, una soluzione acquosa ionica composta, con caratteristiche variabili nello spazio e nel tempo. La soluzione, molto concentrata nelle originarie formazioni sottomarine, si diluisce dopo l'emersione per effetto dell'interazione con le acque piovane o con le acque di acquiferi confinanti. La diluizione e la conseguente riduzione di forza ionica inducono nelle argille processi di decadimento meccanico che si manifestano con riduzioni di resistenza e di rigidità (Fig. 32a), deformazioni da taglio oppure scorrimenti lungo una superficie di rottura persino sotto  $\sigma'_n$  e  $\tau$  costanti (Fig. 32b), deformazioni volumetriche e variazioni degli stati tensionali (Fig. 32c). Le problematiche geotecniche collegate a questi effetti sono numerose; per inquadrare sinteticamente quelle di interesse per le frane, in questo paragrafo si mostrano sinteticamente: *a)* dati sperimentali di composizione dell'acqua di porosità in formazioni strutturalmente complesse a dominante argillosa in frana che affiorano in catena appenninica; *b)* dati sperimentali sull'influenza della composizione del fluido interstiziale e delle sue variazioni sul comportamento chemo-meccanico di campioni sia ricostituiti che indisturbati di tali formazioni; *c)* effetti possibili sulle frane a lungo e a breve termine.

### 5.1. Composizione della soluzione interstiziale nelle argille appenniniche

La composizione del fluido di porosità è stata determinata su un gran numero di campioni di terreni dell'Appennino meridionale con le procedure descritte da CERVI *et al.* [2012] e SCARINGI [2016]. Per ogni campione, 20 g di terreno asciutto e finemente disgregato sono stati reidratati con acqua distillata realizzando sospensioni omogenee. Dopo circa due settimane di sedimentazione in ambiente a temperatura controllata, la soluzione supernatante è stata analizzata con uno spettrometro di massa oppure con un sistema di elettrodi ione-selettivi. I risultati mostrano che il fluido di porosità delle argille di Costa della Gaveta è una soluzione acquosa ionica in cui fra i cationi prevale il sodio e fra gli anioni il cloro. I dati in figura 33 riportano le concentrazioni di sodio in campioni estratti sia dalla formazione in posto che dai corpi di frana. Nella prima (Fig. 33a), al di sotto di circa 8 m - 10 m di profondità, la concentrazione di  $\text{Na}^+$  è prossima al valore medio di concentrazione salina totale in acqua di mare (circa 0,5 M) e diminuisce gradualmente verso il piano campagna. Nel corpo di frana, la concentrazione è molto minore. In alcuni casi, come per esempio lungo la verticale II2, si osserva una discontinuità netta di concentrazione di  $\text{Na}^+$ , con valori bassissimi nel corpo di frana (Fig. 33b). In altri siti dell'Appennino, la concentrazione di sodio delle formazioni in posto esibisce valori anche maggiori dei quelli riscontrati a Costa della Gaveta e riduzioni simili nei terreni in frana (Fig. 34).

I valori massimi di concentrazione ionica misurati verosimilmente non corrispondono ai massimi possibili. Per formulare un'ipotesi realistica sui valori originali di concentrazione ionica delle formazioni argillose appenniniche, si può fare riferimento ai dati delle campagne internazionali di esplorazione della crosta terrestre dei progetti DSDP (Deep Sea Drilling Project, 1966 - 1975) e ODP (Ocean Drilling Programme, 1985 - 2004). Le indagini della campagna 161 dell'ODP in siti del Mediterraneo centrale e occidentale (Fig. 35) han-

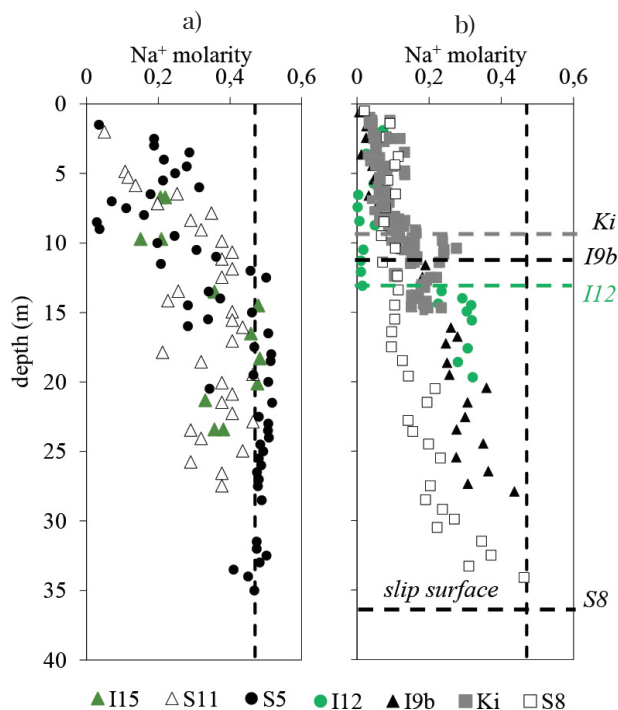


Fig. 33 – Concentrazione di Na<sup>+</sup> nel fluido interstiziale di campioni estratti da fori di sondaggio nella parte stabile a) e nelle frane b) del versante di Costa della Gaveta, con indicazione della profondità della superficie di scorrimento [GHALAMZAN *et al.*, 2022].

Fig. 33 – Na<sup>+</sup> concentration in the pore fluid of the samples of the stable formation a) and in the landslide b) with indication of the slip surface depth [GHALAMZAN *et al.*, 2022].

no evidenziato che la concentrazione salina nell'acqua di porosità dei sedimenti subacquei – coevi di quelli affioranti in Appennino – è sempre molto alta fino a profondità di 600 m -700 m al di sotto del fondo marino, e varia fra 36 g/l a contatto con l'acqua marina e 350 g/l [BERNASCONI, 1999]. Valori così elevati sono stati inizialmente spiegati con la presenza di estesi banchi di evaporiti di spessori fino a 3 km (Fig. 36). I banchi si sono formati fra 5,96 e 5,33 milioni di anni fa, durante la crisi di salinità del Messiniano, quando la chiusura dello stretto di Gibilterra ha provocato la quasi completa evaporazione delle acque del Mediterraneo. Analizzando il rapporto sodio/cloro, VEN-GOSH *et al.* [1994] hanno ipotizzato che l'elevata salinità delle argille sottomarine, oltre che da dissoluzione e successiva diffusione ionica dalle evaporiti, potesse essere provocata dall'intrappolamento dei paleo-fluidi ad alta concentrazione da parte dei sedimenti che si formavano durante le fasi di evaporazione del Mediterraneo. Una volta formulata questa ipotesi, le alte concentrazioni saline trovate in profondità sono state spiegate ammettendo che fasi di essiccamento del mare si siano verificate periodicamente anche nelle epoche geologiche precedenti il Messiniano e durante la formazione dei potenti banchi di argille del Miocene, le argille di nostro interesse!

Una volta emerse, le formazioni hanno interagito con le acque piovane, soluzioni a bassa concentrazione salina, di norma debolmente acide o neutre, tanto più diluite quanto più ci si allontana dal mare e da fonti locali di inquinamento (Fig. 37). Nella parte più superficiale degli affioramenti, l'interazione ha indotto una riduzione della concentrazione ionica del fluido interstiziale per vari fenomeni di trasporto: advezione, diffusione, flussi osmotici, adsorbimento, assorbimento. Effetti e tempi dei processi sono fortemente controllati sia dalla distanza dai contorni sui quali si verifica il contatto con l'acqua dolce che dagli stati tensionali. A piccola distanza e a bassi stati tensionali, la riduzione di concentrazione induce nelle argille notevoli effetti di decadimento meccanico [DI MAIO *et al.*, 1996].

### 5.2. Influenza della composizione del fluido interstiziale sull'elemento di volume e sulle frane

Che la riduzione della concentrazione della soluzione interstiziale possa causare perdita di resistenza nei terreni argillosi con conseguenze negative per la stabilità dei versanti è ben noto da diversi decenni (*e.g.*, BJERRUM e ROSENQVIST, 1956; KENNEY, 1967; MESRI e OLSON, 1970; SRIDHARAN, 1991; MOORE, 1991; MOORE and BRUNSDEN, 1996; DI MAIO, 1996a; 1996b; ANSON e HAWKINS, 1998; ROHAC *et al.*, 2020; JAYATHILAKA *et al.*, 2021; HOU *et al.*, 2023). La riduzione rende metastabili i terreni non espansivi di origine marina come le Quick Clays, al punto che modeste perturbazioni locali possono indurre il collasso di enormi volumi di terreno (*e.g.*, BJERRUM, 1954; MITCHELL, 1960; GEERTSEMA e TORRANCE, 2005; SOLBERG, 2024). In presenza di percentuali anche piccole di minerali espansivi (10%-15% in peso secco), con maggiore superficie specifica, i processi indotti dalla riduzione di concentrazione sono diversi, non producono collasso della struttura del terreno ma producono comunque riduzioni di resistenza tali da attivare o riattivare fenomeni franosi. Questo effetto è stato riscontrato da vari ricercatori. MOORE e BRUNSDEN [1996] hanno imputato alle riduzioni di salinità del fluido interstiziale le riattivazioni stagionali di frane in terreni del Cretaceo della costa meridionale inglese. Per diverse colate delle aree costiere in Giappone, in formazioni del Terziario, TIWARI e AJMERA [2015] hanno individuato nella riduzione della concentrazione di sodio la causa di riduzione di resistenza al taglio. ZUO *et al.* [2020], ZHANG *et al.* [2009], ZHANG *et al.* [2013], WEI *et al.* [2024] hanno riconosciuto la desalinizzazione come causa di degrado meccanico e di frana nel loess dell'altopiano cinese. PICARELLI e DI MAIO [2010], DI MAIO *et al.* [2015] e PICARELLI *et al.* [1998; 2021b], studiando le frane in terreni argilloso-marnosi del Cretaceo-Miocene dell'Appennino italiano meridionale, hanno osservato segni evidenti di decadimento meccanico spiegabile con lo stesso fenomeno. MARC *et al.* [2017] hanno discusso i possibili effetti delle variazioni della composizione del fluido interstiziale sul

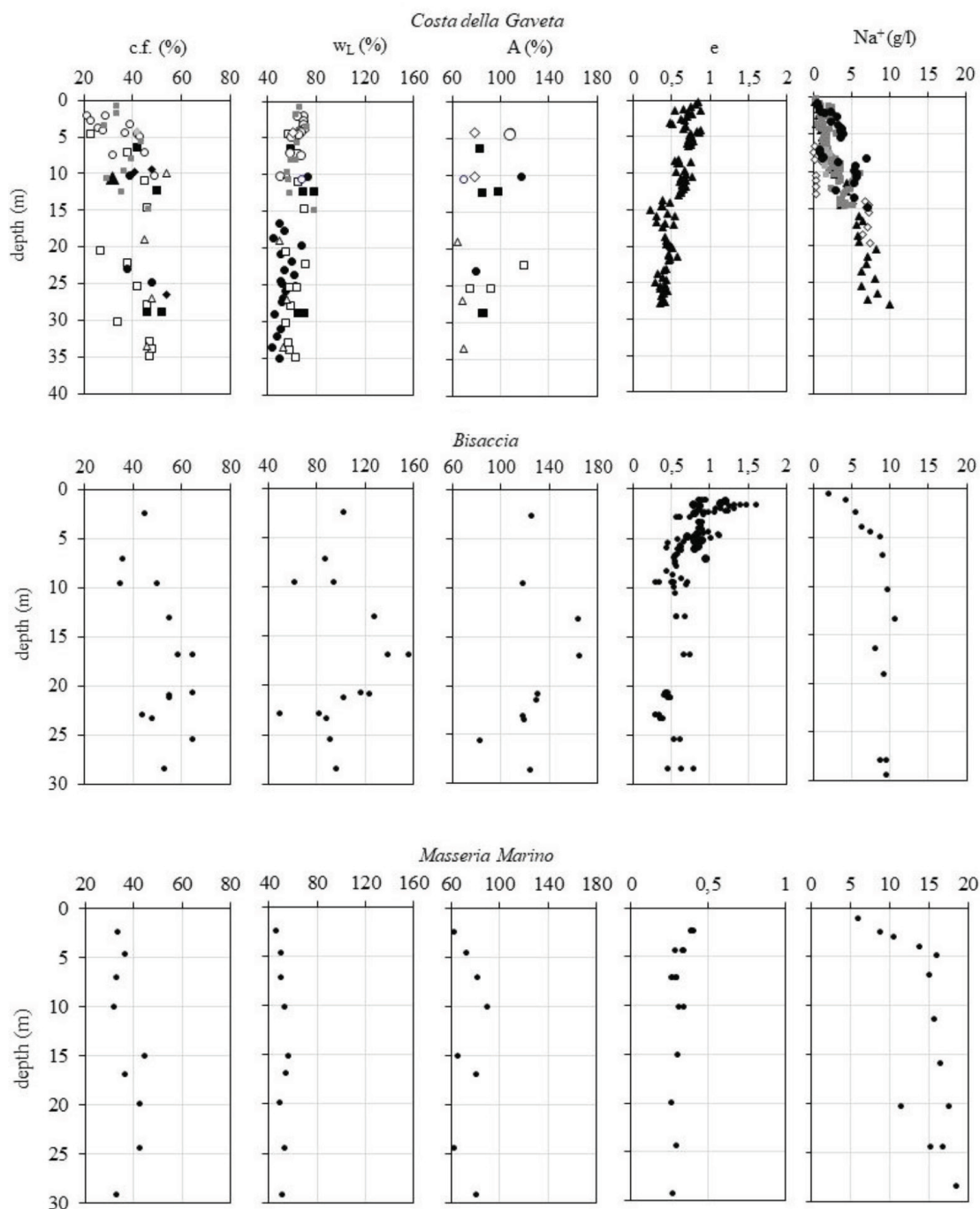


Fig. 34 – Frazione argillosa c.f., limite di liquidità  $w_L$ , indice di attività A, indice di porosità e, concentrazione di  $\text{Na}^+$  nel fluido interstiziale delle argille di Costa della Gaveta, Bisaccia e frana Marino [PICARELLI *et al.*, 2021].

Fig. 34 – Clay fraction c.f., liquid limit  $w_L$ , activity index A, void ratio e and  $\text{Na}^+$  concentration in the pore fluid of Costa della Gaveta, Bisaccia and Marino clays [PICARELLI *et al.*, 2021].

comportamento di alcune frane nelle marne nere delle Alpi francesi. MEBRAHTU *et al.* [2021] hanno discusso il ruolo della salinità della soluzione dei pori nei problemi di stabilità di pendii in Etiopia. SUWAL *et al.* [2024] hanno valutato gli effetti delle variazioni di salinità di argille costiere australiane. SU *et al.* [2023] hanno studiato l'effetto sulla stabilità dei versanti dell'interazione con le acque dolci dei laghi artificiali cinesi.

Oltre alla riduzione di resistenza, la riduzione di concentrazione ionica può produrre variazioni di volume più o meno rilevanti, in funzione della percentuale di minerali rigonfianti presenti nel terreno. Se la percentuale supera 10%-20%, il terreno rigonfia visibilmente. Se il rigonfiamento è impedito, possono svilupparsi pressioni di natura osmotica molto elevate [DI MAIO, 2001; GHAZALAM *et al.*, 2022]. Entrambi i

processi determinano effetti potenzialmente negativi sulla stabilità dei versanti che si sommano a quelli di riduzione di resistenza.

5.2.1. RESISTENZA A TAGLIO

Per argille abbastanza plastiche e attive, l'influenza della composizione del fluido interstiziale sulle curve di stato critico è notevole. La figura 38a riporta i risultati di prove triassiali CiU eseguite su campioni di argilla di Bisaccia ricostituiti con acqua distillata e con soluzione IM NaCl ai rispettivi limi-

ti di liquidità, consolidati isotropicamente e sottoposti all'incremento del deviatore partendo dalle condizioni di normal-consolidazione [DI MAIO, 2004]. In termini di angolo di attrito, si passa da  $\phi_c' = 10^\circ$  del materiale in acqua distillata a  $\phi_c' = 20^\circ$  del materiale in soluzione. I materiali più attivi del versante di Costa della Gaveta si comportano in modo simile, come mostrato dalla figura 38b che riporta i risultati ottenuti per il materiale estratto dal foro I12 (c.f. = 40%,  $w_L = 60%$ ,  $w_P = 28%$ ). Questi sono risultati attesi [DI MAIO e FENELLI, 1994; DI MAIO e ONORATI, 2000]. Meno attesi sono i risultati ottenuti per i terreni meno plastici e meno attivi del versante, come quelli riportati in figura 39 per i campioni estratti dal foro S9 (c.f. = 35%,  $w_L = 47%$ ,  $w_P = 25%$ ). Le curve di stato cri-

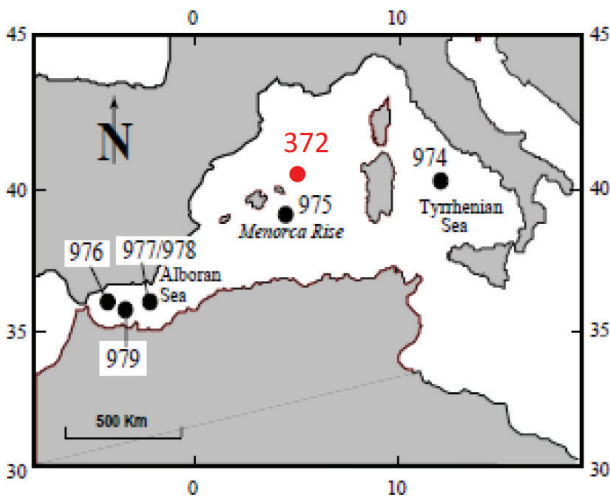


Fig. 35 - Ubicazione dei fori della campagna 161 [BERNASCONI, 1999] e del foro 372 della campagna 42A nel Mediterraneo occidentale.  
 Fig. 35 - Map of the western Mediterranean showing the location of the sites drilled during Leg 161 [BERNASCONI, 1999] and of DSDP Leg 42A location 372.

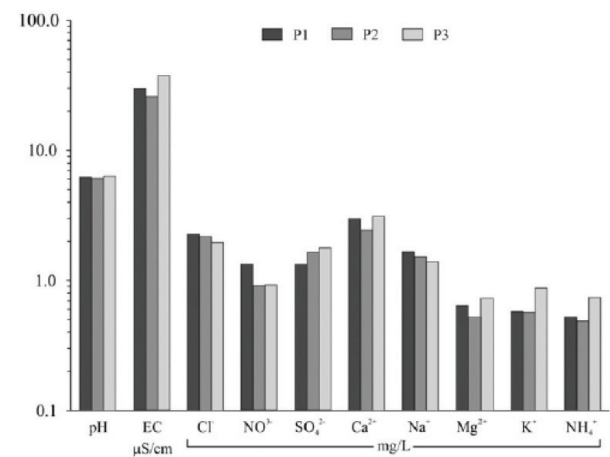


Fig. 37 - Composizione dell'acqua piovana raccolta nelle stazioni idrologiche di Potenza.  
 Fig. 37 - Rainwater chemistry at Potenza.

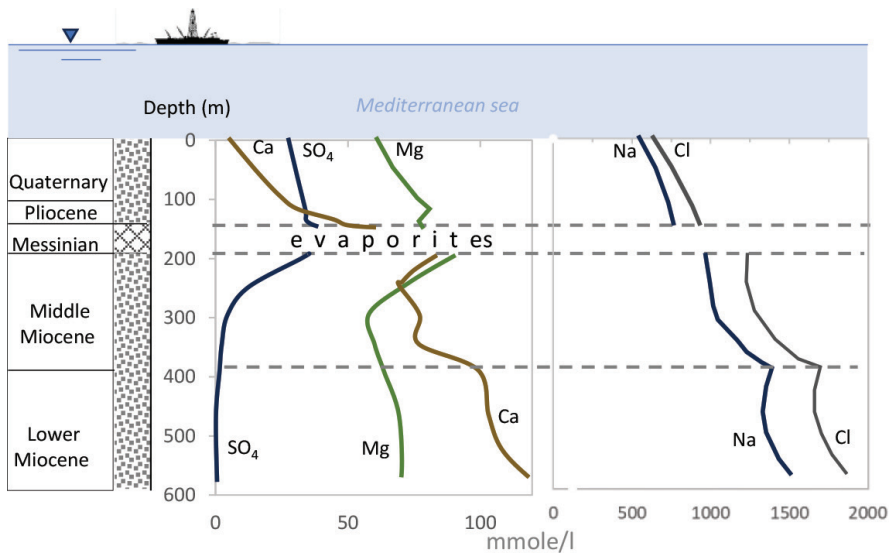


Fig. 36 - Litostratigrafia e profili di concentrazione di Ca, SO<sub>4</sub>, Mg, Na, and Cl nell'acqua interstiziale dal foro DSDP 372 (ridisegnata da VEN-GOSH et al., 1994 con dati di McDUFF et al., 1978 and Hsü et al., 1978).  
 Fig. 36 - The lithostratigraphy and variations of Ca, SO<sub>4</sub>, Mg, Na, and Cl contents in interstitial waters from DSDP 372 (re-drawn from VEN-GOSH et al., 1994 with data from McDUFF et al., 1978 and Hsü et al., 1978).



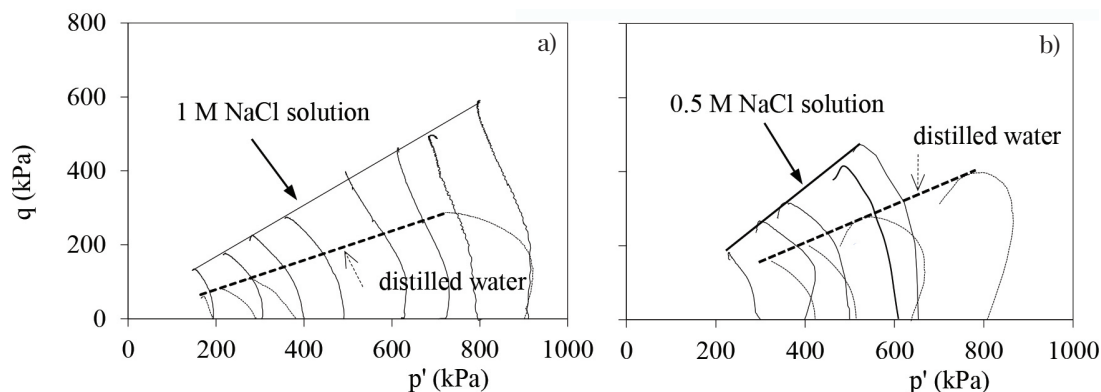


Fig. 38 – Risultati di prove CiU su provini normal-consolidati ricostituiti con acqua distillata e soluzioni NaCl dell'argilla di Bisaccia a) e del terreno di Costa della Gaveta b).

Fig. 38 – Results of triaxial CiU tests carried out on the normally-consolidated Bisaccia clay a) and Costa della Gaveta clay b). The materials were reconstituted with distilled water and NaCl solutions at the liquid limits evaluated with the same liquids.

tico sono state determinate per il materiale ricostituito con acqua distillata e con soluzione 0,5 M NaCl. Si osserva una notevole differenza fra le due rette: l'angolo di attrito  $\phi'_c$  passa da  $14^\circ$  a  $18^\circ$ , nonostante la plasticità non alta e la differenza di concentrazione ionica relativamente contenuta.

Dal punto di vista applicativo, interessa molto l'influenza dei processi chimico-fisici sui parametri di resistenza residua, essendo questi i parametri disponibili lungo le superfici di scorrimento delle frane che hanno subito grandi spostamenti su superfici regolari, come quelle profonde del versante di Costa della Gaveta. In laboratorio sono state eseguite prove di taglio spinte al residuo su un gran numero di campioni estratti in varie parti del versante. Sono state usate le apparecchiature di taglio diretto di Casagrande e i tagli anulari di Bishop e Bromhead; le prove sono state eseguite inizialmente a velocità di scorrimento con-

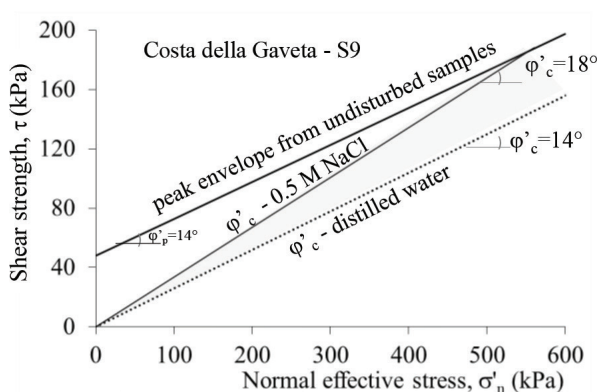


Fig. 39 – Risultati di prove CiU sulle argille meno plastiche (c.f. = 35%,  $w_L = 47\%$ ) estratte dal sottosuolo di Costa della Gaveta (modificato da GHALAMZAN *et al.* 2022).

Fig. 39 – Results of triaxial CU tests carried out on the lowest plasticity material (c.f. = 35%,  $w_L = 47\%$ ) from the Costa della Gaveta soil (re-drawn from GHALAMZAN *et al.* 2022).

trollata ( $v = 5$  mm/min). La figura 40, che riporta i risultati nel piano  $\sigma'_n - \tau_r$ , mostra che l'angolo di attrito residuo  $\phi'_r$  del materiale meno plastico (S9) diminuisce con la concentrazione ionica  $c$  della soluzione, passando da  $\phi'_r = 13^\circ$  in una soluzione di NaCl 1 M a  $\phi'_r = 9^\circ$  in acqua distillata. Per materiali più plastici (I15 e S5), la differenza aumenta notevolmente: per i terreni estratti dai fori S5 e I15 si passa da circa  $15^\circ$ - $17^\circ$  per il materiale ricostituito con soluzione NaCl 1M a circa  $\phi'_r = 4^\circ$  per quello ricostituito con acqua distillata! Quest'ultimo è un valore particolarmente basso che si riscontra nella parte alta del versante; mediamente, i terreni di Costa della Gaveta ricostituiti con acqua distillata, o lungamente esposti ad essa [DI MAIO, 1998; DI MAIO *et al.*, 2017], esibiscono un angolo di attrito  $6^\circ \leq \phi'_r \leq 8^\circ$ .

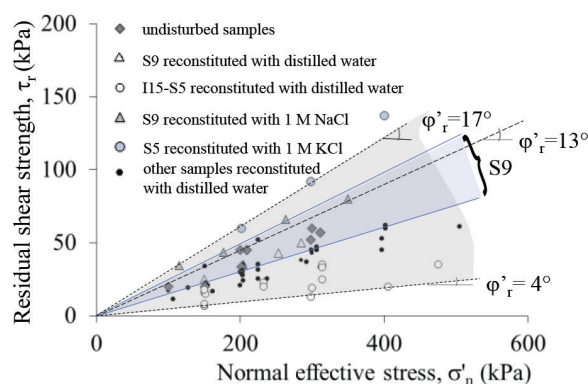


Fig. 40 – Resistenza residua a taglio determinata su campioni indisturbati e ricostituiti provenienti da zone diverse del versante e caratterizzati da plasticità molto diverse (modificato da GHALAMZAN *et al.* 2022).

Fig. 40 – Residual shear strength of reconstituted and undisturbed specimens from different locations of the Costa della Gaveta slope, characterized by significantly different plasticity (re-drawn from GHALAMZAN *et al.* 2022).

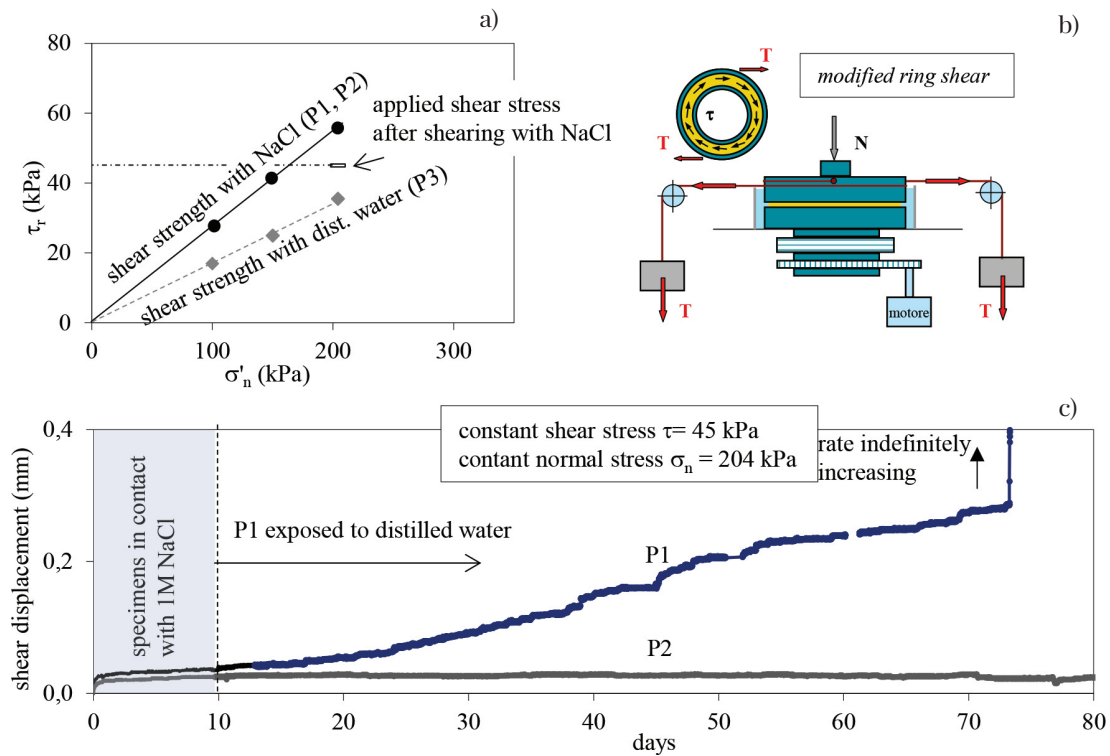


Fig. 41 – Resistenza residua di provini di argilla di Costa della Gaveta ricostituiti con acqua distillata e con soluzione NaCl 1M a); apparecchiatura di taglio anulare modificata per il controllo delle forze di taglio b); andamento nel tempo dello scorrimento provocato dall'applicazione di una tensione tangenziale media costante ( $\tau = 45$  kPa) ai provini P1 e P2 ricostituiti con soluzione 1M di NaCl in condizioni residuo. Dopo circa 10 giorni, il provino P2 è stato esposto ad acqua distillata, provocando scorrimenti a velocità variabili e infine molto elevate c) (ridisegnato da PONTOLILLO *et al.*, 2016).

Fig. 41 – Residual shear strength of the Costa della Gaveta soil reconstituted with distilled water and with 1M NaCl solution a); the Bishop ring shear modified to control shear forces b); horizontal shear displacement under constant shear stress ( $\tau = 45$  kPa) of specimens P1 and P2 reconstituted with, and initially immersed in, 1 M NaCl solution. After 10 days, P2 was exposed to distilled water thus causing shear displacements (re-drawn from PONTOLILLO *et al.*, 2016).

Per simulare l'effetto dell'esposizione alle acque piovane nelle condizioni di scorrimento che si verificano in sito, una volta raggiunto il residuo in modalità a scorrimenti controllati, sono state eseguite prove a forze di taglio controllate. Sono state applicate forze che generassero sforzi di taglio medi sulla superficie di rottura minori della resistenza residua disponibile in soluzione e maggiori della resistenza residua in acqua distillata. In figura 41 si mostrano alcuni dei numerosi risultati ottenuti con questa modalità (tra gli altri: SCARINGI, 2016; PONTOLILLO, 2019; DI MAIO *et al.*, 2015; Di MAIO e SCARINGI, 2016; PONTOLILLO *et al.*, 2016). Le prove sono state eseguite su materiale caratterizzato da c.f. = 45% e  $w_L = 56\%$  con acqua distillata. Due provini di questo materiale (P1 e P2) sono stati ricostituiti con una soluzione 1M di NaCl e sottoposti a taglio fino al residuo a velocità controllata mentre immersi in soluzione 1M NaCl. Un terzo provino (P3) è stato ricostituito con acqua distillata, immerso in acqua distillata e sottoposto a taglio fino al raggiungimento delle condizioni residue con la stessa procedura. La figura 41a mostra le due rette di rottura, molto diverse, così ottenute. Una volta raggiunte le

condizioni residue, le apparecchiature dei provini P1 e P2 sono state modificate per consentire l'applicazione di forze orizzontali controllate (Fig. 41b). Sotto valori di tensione normale  $\sigma'_n = 200$  kPa, le forze di taglio sono state applicate per passi di carico successivi fino a raggiungere una tensione tangenziale media  $\tau = 45$  kPa. Questo valore è minore della resistenza residua dei due provini ricostituiti con la soluzione salina ( $\tau_r \approx 55$  kPa), ma maggiore di quella del provino ricostituito con acqua distillata ( $\tau_r \approx 35$  kPa). La figura 41c mostra l'andamento temporale degli scorrimenti orizzontali dei due provini P1 e P2 conseguenti all'applicazione della forza di taglio. All'esaurirsi dei primi scorrimenti, essenzialmente sub-sperimentali, il provino P1 è stato esposto ad acqua distillata, rinnovando frequentemente il fluido di cella, mentre P2 è rimasto a contatto con la soluzione 1M NaCl. Per il provino P2 non si è registrato alcun aumento di velocità. Al contrario, in seguito all'esposizione ad acqua, il provino P1 ha subito scorrimenti a velocità di alcuni  $\mu\text{m}/\text{giorno}$  per circa 70 giorni e successivamente con velocità crescenti indefinitamente (Fig. 41c). Il gradiente chimico tra la soluzione interstiziale e l'acqua distillata di cella ha

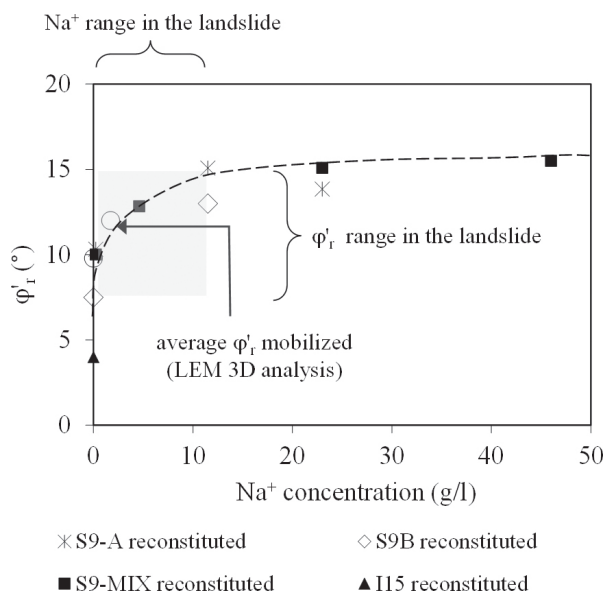


Fig. 42 – Angolo d'attrito residuo  $\phi'_r$  al variare della concentrazione di  $\text{Na}^+$  nel fluido di porosità per il terreno di Costa della Gaveta, con indicazione del campo di variazione naturale in sito [DI MAIO *et al.*, 2015].

Fig. 42 – Residual friction angle  $\phi'_r$  of the Costa della Gaveta soil against  $\text{Na}^+$  concentration in the pore fluid, with indication of the ranges of the field natural variation [DI MAIO *et al.*, 2015].

causato diffusione ionica dall'interno verso l'esterno del provino e una diminuzione della resistenza a taglio che, a sua volta, ha causato gli spostamenti osservati. L'interpretazione dei risultati [DI MAIO e SCARINGLI, 2016] ha portato alla conclusione che la riduzione di resistenza durante l'esposizione all'acqua distillata è interpretabile con la stessa relazione  $\phi'_r - c$  (tra l'angolo di attrito residuo e la concentrazione della soluzione nei pori) ottenuta nelle prove a scorrimento controllato in assenza di gradienti chimici e in condizioni drenate. Il fenomeno si è quindi verificato sotto sforzi efficaci di Terzaghi costanti e pertanto risponde alla definizione di *creep* solitamente accettata in ambito geotecnico.

Passando agli effetti dei processi descritti sul comportamento delle frane, la figura 42 riporta l'angolo di attrito residuo  $\phi'_r$  in funzione della concentrazione di  $\text{Na}^+$  per campioni indisturbati e ricostituiti della frana di Costa della Gaveta e indica i campi di variazione di  $\text{Na}^+$  e di  $\phi'_r$  riscontrati in sito. L'angolo di attrito residuo  $\phi'_r = 12^\circ$  del terreno indisturbato prelevato nella zona di scorrimento è molto vicino all'angolo di attrito mobilitato  $\phi'_{\text{mob}}$  determinato con un metodo dell'equilibrio limite globale in condizioni 3D, considerando le condizioni idrauliche più vicine possibili a quelle sperimentali. Questo valore è minore del valore disponibile nel sottosuolo ( $\cong 15^\circ$ ) nelle zone a maggiore concentrazione ionica e maggiore del valore che il materiale del corpo di frana tende a raggiungere per ulteriore diluizione della soluzione interstiziale.

Sulla base di questi risultati sperimentali, appare ragionevole ipotizzare che la lenta riduzione di concentrazione ionica nel fluido di porosità abbia contribuito a mantenere attivo il movimento della frana e che la sua ulteriore diminuzione potrà prolungarne lo stato di attività [DI MAIO *et al.*, 2015]. Se consideriamo i normali valori dei parametri di trasporto ionico nei terreni argillosi, si tratterebbe comunque di processi molto lenti e probabilmente tali da rendere l'attuale situazione quasi-stazionaria, almeno dal punto di vista degli effetti annuali. Infatti, in determinati casi, anche per gli effetti chimici si potrebbero avere andamenti stagionali. Ad esempio, variazioni stagionali di contenuto d'acqua e grado di saturazione producono contemporanee e significative variazioni di concentrazione ionica. Inoltre, alcuni dati sperimentali mostrano variazioni stagionali di concentrazione di  $\text{Na}^+$  in corrispondenza della zona di scorrimento della frana di Costa della Gaveta che potrebbero indurre variazioni significative del coefficiente di sicurezza.

## 5.2.2. RIGONFIAMENTO E PRESSIONE DI RIGONFIAMENTO

L'influenza della composizione del fluido interstiziale sul comportamento volumetrico delle argille è visualizzabile in un modo semplice nei cilindri di sedimentazione. La figura 43 mostra i volumi di sedimentazione all'equilibrio di sospensioni in acqua distillata e in soluzione satura NaCl di una bentonite, un caolino commerciale, le argille di Costa della Gaveta e di Bisaccia. A parità di peso secco iniziale di terreno e di volume della sospensione iniziale, si osserva che il volume di sedimentazione della bentonite, composta da minerali smectitici rigonfianti, è maggiore in acqua distillata che in soluzione. Comportamento opposto è esibito dalla caolinite. Il differente comportamento è attribuibile in gran parte alla diversa superficie specifica ( $A_s = 500 \text{ m}^2/\text{g}$  per la bentonite e  $A_s = 17 \text{ m}^2/\text{g}$  per il caolino) che fa prevalere gli effetti di spessore di doppio strato nella bentonite e gli effetti di resistenza agli scorrimenti interparticellari nel caolino [SRIDHARAN and VENTAKAPPA RAO, 1973]. La percentuale di minerali rigonfianti normalmente presente nelle argille mioceniche, come quelle considerate, è tale che questi possano governarne il comportamento [DI MAIO e FENELLI, 1994; DI MAIO, 1996; DI MAIO *et al.*, 2004] che risulta quindi qualitativamente simile a quello della bentonite, anche se meno accentuato.

Per osservare ciò che avviene a livelli tensionali più elevati, è sufficiente "ricostituire" [BURLAND, 1990] il materiale con un contenuto di liquido maggiore del limite di liquidità  $w_L$  determinato con lo stesso liquido e sottoporlo ad una prova di compressione edometrica, a contatto con un liquido uguale a quello di porosità. La figura 44 riporta i risultati di prove edometriche eseguite sulle argille di Costa della Gaveta e Bisaccia ricostituite con acqua distillata e soluzione 1M NaCl. Per entrambi i terreni, le curve di compressio-

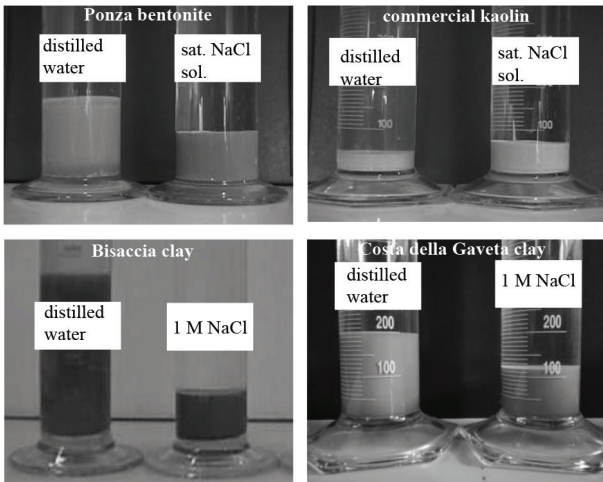


Fig. 43 – Volumi di sedimento all'equilibrio di sospensioni in acqua distillata e in soluzione concentrata di NaCl di 4 terreni diversi.

Fig. 43 – Sediment volumes at equilibrium of suspensions in distilled water and in NaCl solutions of different soils.

ne intrinseca in acqua si mantengono molto al di sopra di quelle in soluzione per l'intero campo di tensioni indagato. Nella fase di scarico, i terreni ricostituiti con acqua esibiscono rigonfiamenti molto maggiori di quelli dei terreni ricostituiti con la soluzione.

Se, in una qualsiasi fase di carico o scarico, i provini ricostituiti con la soluzione sono messi a contatto con acqua distillata, favorendo la diffusione di ioni dai pori verso l'esterno, si verifica un rigonfiamento di tipo osmotico che porta l'indice di porosità a valori molto elevati. Se il rigonfiamento viene impedito, si sviluppa una pressione di rigonfiamento che può raggiungere valori elevatissimi, come mostrato in figura 45 per due provini uguali di un campione del foro K4

( $w_L = 60\%$ ) di Costa della Gaveta. Il segmento AB in figura 45a rappresenta il rigonfiamento indotto dall'esposizione ad acqua sotto carichi esterni costanti. Il punto D in figura 45b rappresenta la pressione che è stato necessario applicare al provino esposto ad acqua nel punto C per impedirgli il rigonfiamento: rappresenta quindi la sua pressione di rigonfiamento.

Prove simili sono state eseguite anche su campioni di terreno molto meno plastico. La figura 46 si riferisce al materiale del foro S9 ( $w_L = 45\%$ ), ricostituito con soluzione 1 M NaCl, caricato, scaricato e quindi esposto ad acqua distillata dopo il rigonfiamento per scarico tensionale a 150 kPa. Sono stati sottoposti a prova contemporaneamente molti provini uguali in modo da smontarli progressivamente nel corso dell'esposizione ad acqua distillata e valutare la concentrazione ionica del loro fluido interstiziale, sia nella fase di rigonfiamento che in quella di sviluppo della pressione di rigonfiamento. La figura 46a mostra l'andamento temporale del rigonfiamento di uno dei provini e la figura 46b l'andamento della pressione di rigonfiamento sul provino gemello al quale è stato impedito di rigonfiare. I due provini esibiscono rigonfiamenti e pressioni di rigonfiamento minori di quelli del campione K4 ma non trascurabili. È interessante notare che gli sviluppi temporali del rigonfiamento e della pressione di rigonfiamento sono molto simili – pur essendo processi diversi – essendo governati da una stessa causa: la riduzione di concentrazione ionica del fluido interstiziale. Sull'asse secondario dei due diagrammi è riportata la distribuzione di concentrazione di  $Na^+$  lungo l'altezza dei provini durante l'esposizione ad acqua. Si osserva come essa diminuisca nel tempo in modo simile durante i due tipi di prova, entrambi interpretabili con un modello di diffusione ionica [PONTOLILLO, 2019].

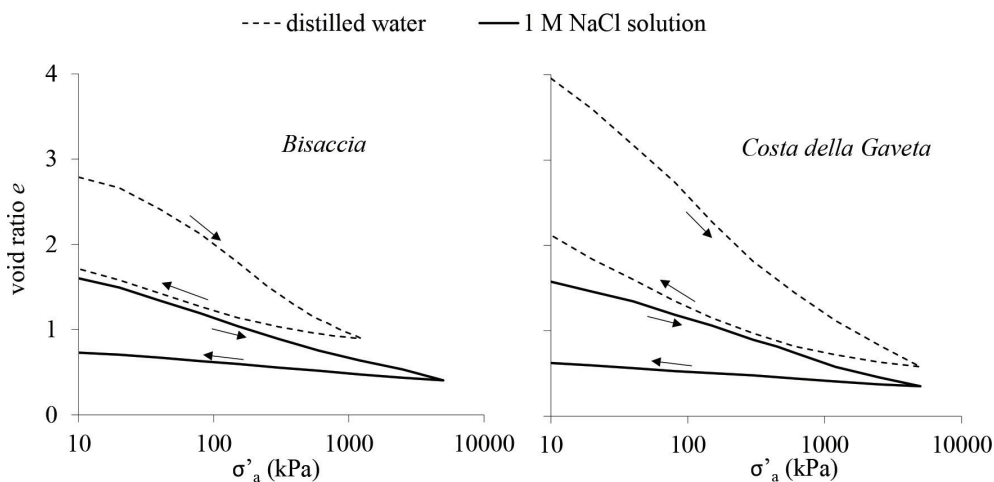


Fig. 44 – Curve di carico e scarico in edometro delle argille di Bisaccia e Costa della Gaveta ricostituite con acqua distillata e con soluzione NaCl 1M, ed immerse negli stessi liquidi per l'intera prova [PICARELLI et al., 2021a].

Fig. 44 – Oedometric loading and unloading curves of two specimens of the Bisaccia clay and two specimens of the Costa della Gaveta clay. A specimen of each couple was reconstituted with and immersed in distilled water and the other was reconstituted with and immersed in a 1M NaCl solution for the whole test duration [PICARELLI et al., 2021a].

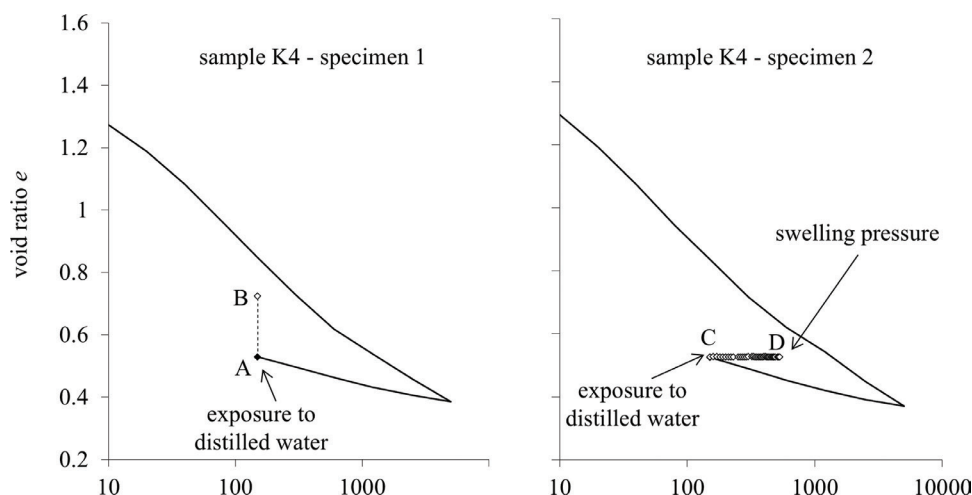


Fig. 45 – Effetti dell'esposizione ad acqua distillata di due provini di un campione ricostituito con soluzione 1 M NaCl, compressi a 5000 kPa e poi scaricati a 150 kPa mantenendoli a contatto della soluzione. In A e C i due provini sono stati esposti ad acqua distillata. Al provino in A è stato consentito di rigonfiare e al provino in C è stato impedito applicando incrementi successivi di carico fino ad esaurimento della tendenza al rigonfiamento (in D) [GHALAMZAN *et al.*, 2022].

Fig. 45 – Effects of exposure to distilled water of two specimens of the sample K4 reconstituted with 1M NaCl solution, loaded and then unloaded while immersed in the salt solution. In A and C, the two specimens were exposed to distilled water. In A swelling was permitted (AB) and in C it was prevented, by increasing the axial stress until the swelling tendency was exhausted (in D) [GHALAMZAN *et al.*, 2022].

Con i risultati sperimentali del materiale meno plastico di Costa della Gaveta, GHAZALAM *et al.* [2022] hanno modificato e calibrato un modello costitutivo già proposto in letteratura [LORET *et al.*, 2002]. Il legame costitutivo è stato implementato in un modello di calcolo agli elementi finiti completamente accoppiato che simula in modo soddisfacente i fenomeni tensio-deformativi osservati nelle prove chemo-meccaniche di laboratorio. Le simulazioni hanno evidenziato un notevole aumento delle tensioni orizzontali conseguenti all'esposizione ad acqua distillata nel corso di prove edometriche, anche nel materiale meno rigonfiante.

Per valutare gli effetti sulle frane dell'aumento chimicamente indotto delle tensioni orizzontali, è stata eseguita un'analisi semplificata di un pendio schematico, in cui gli effetti indotti dai fenomeni osmotici su una frana con superficie circolare sono stati simulati con un aumento della temperatura del terreno e una calibrazione *ad hoc* dei parametri elastici e di temperatura. I risultati hanno mostrato che le variazioni degli stati tensionali possono indurre scorrimenti irreversibili se la superficie di scorrimento è al residuo [GHALAMZAN *et al.*, 2022]. Questo suggerisce che le deformazioni orizzontali che sono indotte chimicamente o, in alternativa, l'aumento delle sollecitazioni orizzontali indotte impedendo tali deformazioni, possono sommarsi agli effetti della riduzione della resistenza a taglio causata dalla diminuzione della concentrazione di ioni nei pori.

Gli effetti del rigonfiamento chimico si possono osservare nella colata originata dalla frana di Masseria Romaniello. La colata ha subito l'ultima riattivazio-

ne parossistica nel 2009 spostandosi di diverse decine di metri in pochi giorni. Le figure 47a-b riportano i profili inclinometrici del foro I14 rilevati per circa 3 anni nella fase successiva al forte rallentamento della colata e l'andamento temporale degli spostamenti AD. La figura 47c riporta i contenuti d'acqua  $w$  dei campioni estratti dallo stesso foro nella fase post-parossistica. Si può osservare che  $w$ , praticamente costante nella formazione in posto, aumenta molto nel corpo di frana, raggiungendo valori possibili soltanto a seguito di processi d'interazione chimico-fisica con l'acqua di pioggia. In assenza di questi, l'andamento dei contenuti d'acqua in sito valutato in condizioni monodimensionali sarebbe rappresentato dalla curva nera tratteggiata. Gli effetti dell'interazione con l'acqua sono evidenziati sul piano  $e-\sigma'_v$  dalla figura 48 che riporta per un campione di terreno prelevato dalla formazione in posto a 5 m di profondità: a) le curve intrinseche di carico e le curve di scarico da 5000 kPa del materiale ricostituito con acqua distillata e con una soluzione salina simile a quella interstiziale, b) le curve di carico e scarico del materiale indisturbato messo a contatto con acqua. Si può osservare che durante lo scarico tensionale, il provino di terreno indisturbato ha esibito un notevole rigonfiamento, a differenza dei provini esposti a soluzione ionica concentrata. A 10 kPa, l'acqua distillata di cella è stata rinnovata ripetutamente per favorire la diffusione degli ioni residui dai pori verso l'esterno. Ciò ha provocato ulteriore rigonfiamento fino a valori dell'indice di porosità quasi tripli rispetto a quello iniziale del materiale indisturbato. La figura riporta anche i punti sperimentali ricavati dalla figura 47d, rappresentativi

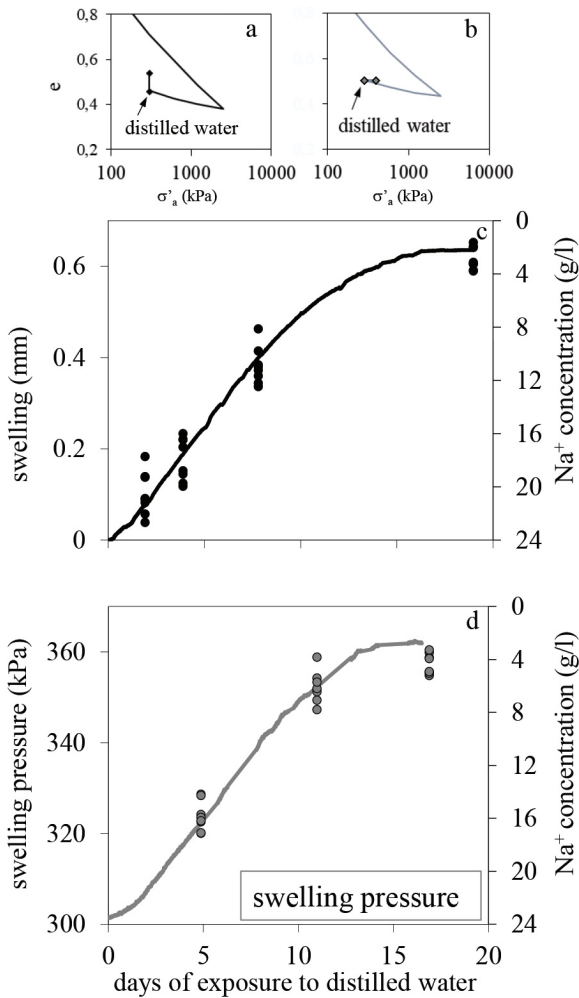


Fig. 46 – Effetti dell'esposizione ad acqua distillata di un provino di terreno di Costa della Gaveta (campione S9). Rigonfiamento a) e pressione di rigonfiamento b) nel piano  $\sigma'_a - e$ ; rigonfiamento c) e pressione di rigonfiamento d) in funzione del tempo. Sugli assi secondari di c) e d) sono riportate le distribuzioni di concentrazione di Na<sup>+</sup> nel fluido interstiziale.

Fig. 46 – Effects of exposure to distilled water of a specimen of the Costa della Gaveta (S9 sample). Swelling a) and swelling pressure b) in the plane  $\sigma'_a - e$ ; swelling c) and swelling pressure d) against time. The secondary axes of c) and d) report the pore solution sodium concentration during the observed processes.

delle condizioni lungo la verticale I14. I punti al di sotto della superficie di scorrimento, indicati con cerchi neri, sono vicini alla curva di scarico in soluzione. Al contrario, i punti rossi, che rappresentano il materiale in frana, sono vicini a quelli che in laboratorio si ottengono soltanto per esposizione ad acqua distillata. In queste condizioni, il terreno della colata ha esibito un profilo inclinometrico da liquido viscoso (Fig. 47a).

In teoria è possibile fermare e invertire il processo di degrado chimico delle argille come quelle di Costa della Gaveta, inducendo un aumento di concentrazione ionica nel fluido interstiziale e scegliendo

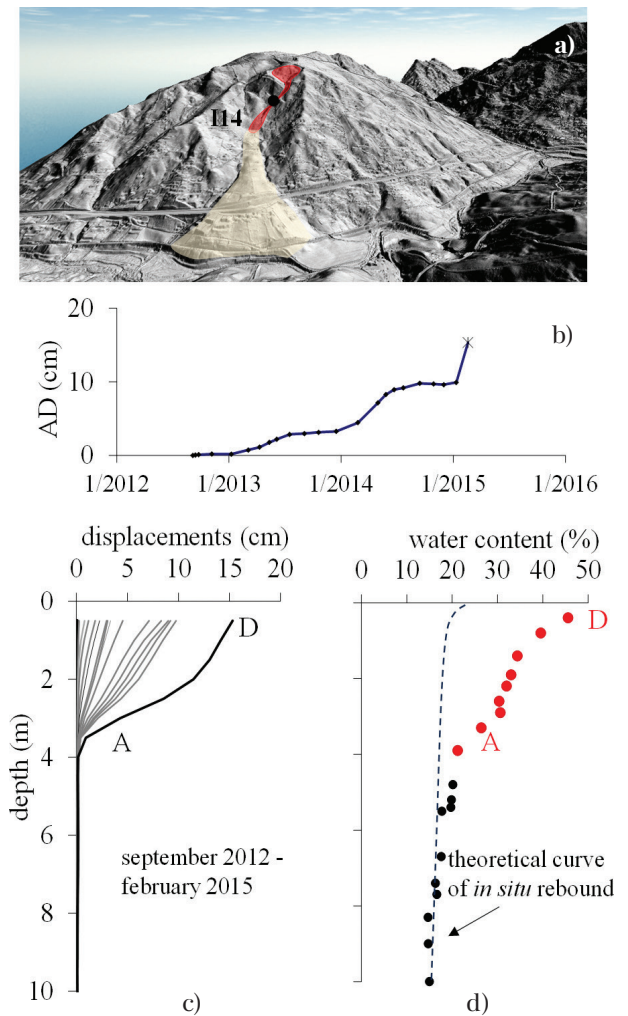


Fig. 47 – Colata di Masseria Romaniello: ubicazione del foro inclinometrico I14 nella colata a); andamento temporale dello spostamento cumulado in superficie AD b); profilo inclinometrico I14 c); contenuto d'acqua del terreno estratto dallo stesso foro in frana (pallini rossi), nella formazione (neri) e teorici in assenza di esposizione alla pioggia d).

Fig. 47 – Masseria Romaniello earthflow: location of I14 in the earthflow a); time trend of the cumulated displacement AD at the ground b); I14 inclinometer profile c); water content of the I14 material from the earthflow (red points), from the parent formation (black points) and theoretical rebound curve before interaction with rainwater d).

do opportunamente gli ioni da incrementare. Partendo dai dati della letteratura tecnica che indicano il cloruro di potassio come uno dei sali più adatti per un miglioramento duraturo del comportamento meccanico delle argille, molti campioni del terreno di Costa della Gaveta sono stati esposti a soluzioni concentrate di KCl nel corso di prove di taglio. L'esposizione ha prodotto aumenti della resistenza maggiori di quelli ottenuti con soluzioni di NaCl e irreversibili [DE ROSA *et al.*, 2016; PONTOLILLO, 2019]. Seguendo l'esperienza nordeuropea [ANDERSSON-SKOLD *et al.*, 2005; SUER *et al.*, 2014; HELLE *et al.*,

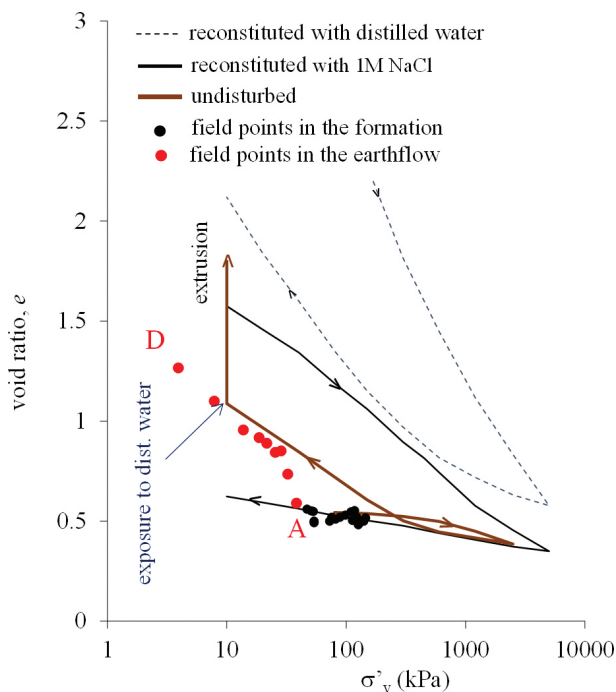


Fig. 48 – Curve di carico e scarico del terreno indisturbato e del terreno ricostituito con acqua distillata e con soluzione 1 M NaCl (campione di I14 estratto da circa 5 m di profondità,  $w_p = 45\%$  e  $w_L = 109\%$ ) e indici di porosità in sito.

Fig. 48 – Loading and unloading curves of the undisturbed soil and reconstituted with distilled water and solution 1 M NaCl (sample I14 from 5m depth,  $w_p = 45\%$  and  $w_L = 109\%$ ), and in situ void ratios.

2014], anche a Costa della Gaveta è stato quindi realizzato un campo prove di pozzi di KCl, eseguendo il monitoraggio della propagazione ionica nel terreno circostante [DI MAIO *et al.*, 2017; DE ROSA, 2018; GRIMALDI *et al.*, 2018]. A due anni dall'inizio della sperimentazione, all'interno del campo sperimentale sono stati realizzati 3 nuovi fori ad una distanza di circa 3 metri dai pali di KCl. Sono state determinate le concentrazioni ioniche dei campioni estratti dai fori ed è stata determinata la resistenza residua a taglio di provini provenienti dalla zona di scorrimento. I risultati mostrano un aumento della concentrazione di  $K^+$  nel liquido interstiziale e un considerevole aumento dell'angolo di attrito residuo rispetto ai valori ottenuti prima della realizzazione del campo prove. Dal confronto con i dati di letteratura emerge anche una maggiore velocità di trasporto ionico nel campo prove di Costa della Gaveta rispetto, per esempio, a quella riscontrata in Norvegia da HELLE *et al.* [2017; 2018]. L'analisi numerica dei fenomeni di trasporto [GRIMALDI *et al.*, 2018] ha suggerito che la maggiore velocità è attribuibile essenzialmente alla presenza della fascia di scorrimento a maggiore permeabilità e alla presenza di notevoli gradienti idraulici naturali. Nell'insieme, i risultati della sperimentazione

nel campo prove di KCl, riportati in dettaglio nella tesi di dottorato di DE ROSA [2019] sembrano incoraggiare questa forma di intervento.

## 6. Sintesi e considerazioni conclusive

Nella XVI conferenza dedicata ad Arrigo Croce, Augusto Desideri scriveva “le evidenze sperimentali sono e devono essere la solida base dalla quale partire per gli studi teorici, sono e devono essere l'elemento di confronto e verifica della validità dei nostri modelli teorici”. L'alta valle del BASENTO è da molti considerata un laboratorio naturale per lo studio delle frane in formazioni strutturalmente complesse a dominante argillosa. In questa relazione, ho voluto condividere una parte della grande mole di dati disponibili per le frane di un versante tipico dell'area, sperando che possano essere utili anche in altri contesti geologici. Si tratta di dati che hanno permesso di cogliere aspetti cinematici, idraulici e chemo-meccanici delle frane utili per la comprensione dei fenomeni osservati e per la progettazione degli interventi di mitigazione.

Sono state riscontrate due tipologie di profili inclinometrici. La tipologia nettamente prevalente è quella di scorrimento localizzato in una stretta banda. L'altra tipologia, che presenta il solido di velocità dei fluidi viscosi, è risultata limitata a una colata superficiale nella zona di alimentazione di uno dei corpi principali di frana. Gli spostamenti basali delle frane profonde in fase di scorrimento, monitorati per circa vent'anni con numerosi sistemi inclinometrici, si sono verificati con velocità annue costanti nel periodo 2005–2023, e variabili da sito a sito tra qualche cm/anno a qualche mm/anno. Analoga evoluzione temporale è stata riscontrata per gli spostamenti superficiali ottenuti con misure GPS e dati DiNSAR.

Alle velocità annue costanti è corrisposta, nel periodo di osservazione, una notevole variabilità stagionale caratterizzata da una veloce risposta alle piogge, al punto che gli andamenti temporali degli spostamenti basali cumulati e delle piogge giornaliere cumulate sono sincroni, pur essendo le frane profonde oltre 40 m e la matrice argillosa poco permeabile. I risultati della sperimentazione in sito hanno fornito valori di conducibilità idraulica molto diversi nelle tre regioni del sottosuolo: frana, banda di taglio e formazione in posto. In particolare, nella zona di scorrimento, essa varia nell'intervallo  $10^{-8} \text{ m/s} < k_{sz} < 10^{-5} \text{ m/s}$ . I modelli numerici tridimensionali del versante mostrano che l'elevata permeabilità della zona di scorrimento collegata idraulicamente all'atmosfera ha un duplice effetto: il primo è un drenaggio generalizzato del sottosuolo con l'abbassamento delle pressioni medie dell'acqua nei pori, il secondo effetto è la risposta significativa e rapida alle piogge delle pressioni dell'acqua sulla superficie di scorrimento. Queste caratteristiche idrauliche condizionano la progettazione

dei sistemi drenanti finalizzati alla stabilizzazione del versante: non tenerne conto potrebbe ridurre molto l'efficacia dell'intervento. Nella pratica ingegneristica, indizi significativi del verificarsi di condizioni idrauliche simili a quelle trovate a Costa della Gaveta potrebbero essere forniti da variazioni stagionali importanti delle pressioni dell'acqua nei piezometri che intercettano la zona di scorrimento e contemporanee variazioni trascurabili delle pressioni dell'acqua nel corpo della frana e nella formazione stabile. Ovviamente, l'indizio più importante è dato dalla rapida risposta degli spostamenti alle piogge!

L'acqua di porosità agisce anche chimicamente sulla stabilità dei versanti argillosi. I parametri di resistenza disponibili nel sottosuolo, a parità di litologia e di condizioni meccaniche, risentono della riduzione di concentrazione ionica della soluzione interstiziale che si è verificata nel corpo di frana rispetto alla formazione in posto. In particolare, l'angolo di attrito residuo medio della frana, che risulta essere l'angolo mobilitato lungo la zona di scorrimento, assume valori molto minori di quelli della sottostante formazione, a loro volta minori di quelli ipotizzabili per la formazione originaria. L'angolo di attrito  $\phi_r$  è diminuito per effetto dell'interazione con le acque piovane ed è destinato a diminuire ulteriormente, prolungando così lo stato di attività della frana. Ma la riduzione di concentrazione ionica non produce soltanto riduzione di resistenza, essa può infatti indurre un aumento del potenziale di rigonfiamento. Questo può manifestarsi come aumento del contenuto d'acqua fino a trasformare il terreno in un fluido viscoso, oppure può modificare gli stati tensionali, sempre a sfavore di stabilità. I tempi dei processi chimico-fisici dipendono dalle condizioni fisiche dei terreni, dalle condizioni al contorno, dagli stati tensionali. Dal punto di vista pratico, i risultati sperimentali suggeriscono di evitare che i terreni argillosi siano esposti alle acque di pioggia, soprattutto nelle zone soggette a scarichi tensionali, come negli scavi, nelle fratture e nelle discontinuità che interessano i corpi di frana.

## Ringraziamenti

Sono molto grata all'Associazione Geotecnica Italiana per avermi affidato la XXI Conferenza intitolata ad Arrigo Croce. Questo evento mi ha emozionata per i sentimenti di affetto e ammirazione che mi hanno legata al mio maestro di Geotecnica di cui ho avuto il privilegio di essere stata l'ultima collaboratrice.

Il materiale presentato in questo lavoro è il risultato della collaborazione con colleghi universitari e con molti giovani studenti e ingegneri che hanno frequentato il laboratorio di Geotecnica dell'Università della Basilicata. Fra i primi vorrei ricordare Gianni Fenelli, sempre nel mio cuore, e ringraziare Roberto Vassallo, con me alla guida della geotecnica lucana.

Un ringraziamento anche al neo-studente di dottorato, Gaetano Ostuni, che mi ha aiutato nella fase finale di preparazione del manoscritto e delle figure. Ringraziamenti particolari vorrei rivolgere a Luciano Picarelli che mi ha proposto preziosi suggerimenti per questo lavoro, che mi ha insegnato a fare ricerca nel campo delle frane e che da circa quarant'anni è per me un costante punto di riferimento intellettuale.

## Bibliografia

- AHMED A., UGA K., YANG Q. (2012) – *Assessment of 3D slope stability analysis methods based on 3D simplified Janbu and Hovland methods*. International Journal of Geomechanics, 12, n. 2, pp. 81-89.
- ANDERSSON-SKÖLD Y., TORRANCE J.K., LIND B., *et al.* (2005) – *Quick Clay – A case study of chemical perspective in Southwest Sweden*. Engineering Geology, 82, pp. 107-118.
- ANSON R.W.W., HAWKINS A.B. (1998) – *The effect of calcium ions in pore water on the residual shear strength of kaolinite and sodium montmorillonite*. Géotechnique, 48, n. 6, pp. 787-800.
- BERNASCONI S.M. (1999) – *Interstitial water chemistry in the western mediterranean: results from LEG 1611*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 161, pp. 423-432.
- BJERRUM L. (1954) – *Geotechnical properties of Norwegian marine clays*. Géotechnique, 12, n. 2, pp. 49-69.
- BJERRUM L., ROSENQVIST I. (1956) – *Some experiments with artificially sedimented clays*. Géotechnique, 6, pp. 124-136.
- BROMHEAD E.N. (1984) – *An analytical solution to the problem of seepage into counterfort drains*, Can. Geotech. J., 21, pp. 657-662.
- BURGHIGNOLI A., DESIDERI A. (1983) – *Analisi dei moti di filtrazione indotti dall'esecuzione di scavi e trincee*. Atti XV Conv. Nazionale di Geotecnica, Spoleto, 2, pp. 51-56.
- BURGHIGNOLI A., DESIDERI A. (1986) – *Efficienza dei drenaggi*. Atti XVI Convegno Nazionale di Geotecnica, Bologna, 3, pp. 293-298.
- BURGHIGNOLI A., DESIDERI A. (1987) – *On the effectiveness of tubular drains*. Proc. IX ECSMFE, Dublin, 1, pp. 121-124.
- BURLAND J.B. (1990) – *On the compressibility and shear strength of natural clays*. Géotechnique, 40, n. 3, pp. 329-378.
- CALCATERRA S., DI MAIO C., GAMBINO P., VALLARIO M., VASSALLO R. (2012) – *Surface displacements of two landslides evaluated by GPS and inclinometer systems: a case study in Southern Apennines, Italy*. Natural Hazards, 61, pp. 257-266.
- CANIANI D., PASCALE S., SDAO F., SOLE A. (2008) – *Neural networks and landslide susceptibility: a case study of the urban area of Potenza*. Natural Hazards, 45, pp. 55-72.

- CERVI F., RONCHETTI F., MARTINELLI G., BOGAARD T.A., CORSINI A. (2012) – *Origin and assessment of deep groundwater inflow in the Ca' Lita landslide using hydrochemistry and in situ monitoring*. Hydrol. Earth Syst. Sci., 16, pp. 4205–4221.
- CHEN Z., MI H., ZHANG F., WANG X. (2003) – *A simplified method for 3D slope stability analysis*. Canadian Geotechnical Journal, 40, pp. 675–683.
- COMEGNA L., PICARELLI L., BUCCHIGNANI E., MERCOGLIANO P. (2013) – *Potential effects of incoming climate changes on the behaviour of slow active landslides in clay*. Landslides, 10, pp. 373–391.
- COMEGNA L., PICARELLI L. (2008) – *Anisotropy of a shear zone*. Géotechnique, 58, n. 9, pp. 737–742.
- CONTE E., TRONCONE A. (2018) – *A performance-based method for the design of drainage trenches used to stabilize slopes*. Engineering Geology, 239, pp. 158–166.
- COTECCHIA F., LOLLINO P., PETTI R. (2016) – *Efficacy of drainage trenches to stabilise deep slow landslides in clay slopes*. Geotechnical Letters, 6, n. 1.
- COTECCHIA F., PETTI R., MILELLA D., LOLLINO P., (2020a) – *Design of Medium Depth Drainage Trench Systems for the Mitigation of Deep Landsliding*. Geosciences, 2020, 10, pp. 174.
- COTECCHIA F., SANTALOAIA F., TAGARELLI V. (2020) – *Towards a geo-hydro-mechanical characterization of landslide classes: preliminary results*. Applied Sciences, 10, 7960.
- COTECCHIA F., TAGARELLI V., PEDONE G., RUGGIERI G., GUGLIELMI S., SANTALOAIA F. (2019) – *Analysis of climate-driven processes in clayey slopes for the early-warning system design*. Proc. Inst. Civil Eng. Geotech. Eng., 172, pp. 465–780.
- COTECCHIA F., VITONE C., SANTALOAIA F., PEDONE G., BOTTIGLIERI O. (2015) – *Slope instability processes in intensely fissured clays: case histories in the Southern Apennines*. Landslides, 12, n. 5, pp. 877–893.
- CROCE A. (1985) – *Old monuments and cities Research and preservation*. In: Geotechnical Engineering in Italy. Copyright by Associazione Geotecnica Italiana, pp. 362–415.
- D'ELIA B., PICARELLI L., LEROUÉIL S., VAUNANT J. (1998) – *Geotechnical characterisation of slope movements in structurally complex clay soil and stiff jointed clays*. Rivista Italiana di Geotecnica, 3, pp. 5–32.
- D'ONOFRIO A., PICARELLI L., SANTO A., URCIUOLI G. (2023) – *The Red Flysch Formation in Southern Apennines: Lithological and Structural Features and Challenges in Geotechnical Characterization and Modelling*. Rock Mechanics and Rock Engineering, 56, pp. 8375–8393.
- DE ROSA J. (2019) – *Trasporto ionico indotto da pozzi di kcl in una colata in terreni argillosi e suoi effetti chemo-meccanici sul terreno in frana* (Tesi di dottorato) – University of Basilicata.
- DE ROSA J., PONTOLILLO D.M., DI MAIO C., VASSALLO R. (2016) – *Chemical clay soil improvement: from laboratory to field test*. Procedia Engineering, 158, pp. 284–289.
- DESIDERI A. (2021). *Gallerie e movimenti di versante*. XVI Croce Lecture, Rivista Italiana di Geotecnica, 55, n. 1, pp. 5–41.
- DESIDERI A., RAMPELLO S. (2009) – *Stabilizzazione dei pendii mediante sistemi di drenaggio*. Mitigazione del rischio mediante interventi di consolidamento e rinforzo dei terreni. Conferenze di Geotecnica di Torino, XXXII ciclo, 48.
- DESIDERI A., MILIZIANO S., RAMPELLO S. (1997) – *Drenaggi a gravità per la stabilizzazione dei pendii*. In: Argomenti di Ingegneria Geotecnica, Hevelius Edizioni, pp. 79.
- DI MAIO C. (1996a) – *Exposure of bentonite to salt solution: osmotic and mechanical effects*. Géotechnique, 46, pp. 695–707.
- DI MAIO C. (1996b) – *The influence of pore fluid composition on the residual shear strength of some natural clayey soils*. Proceedings of the International Symposium on landslides, Trondheim, Balkema, pp. 1189–1194.
- DI MAIO C. (2004) – *Consolidation, swelling and swelling pressure induced by exposure of clay soils to fluids different from the pore fluid*. In: Chemo-mechanical couplings in porous media Geomechanics and Biomechanics. Springer-Verlag, pp. 19–43.
- DI MAIO C., DE ROSA J., VASSALLO R. (2021) – *Pore water pressures and hydraulic conductivity in the slip zone of a clayey earthflow: experimentation and modeling*. Engineering Geology, 292, 106263.
- DI MAIO C., DE ROSA J., VASSALLO R., COVIELLO R., MACCHIA G. (2020) – *Hydraulic conductivity and pore water pressures in a clayey earthflow: experimental data*. Geosciences 2020, 10, n. 3, pp. 102–114.
- DI MAIO C., EVANGELISTA A., VIGGIANI G. (1988) – *Analisi dell'efficienza di sistemi di dreni tubolari*. Rivista Italiana di Geotecnica, 12, n. 4, pp. 187–199.
- DI MAIO C., FENELLI G.B. (1994) – *Residual strength of kaolin and bentonite: the influence of their constituent pore fluid*. Géotechnique, 44, n. 2, pp. 217–226.
- DI MAIO C., FORNARO G., GIOIA D., REALE D., SCHIATTARELLA M., VASSALLO R. (2018) – *In situ and satellite long-term monitoring of the Latronico landslide, Italy: displacement evolution, damage to buildings, and effectiveness of remedial works*. Engineering Geology, 245, pp. 218–235.
- DI MAIO C., ONORATI R. (2000) – *Influence of Pore Liquid Composition on the Shear Strength of an Active Clay*. Proceedings of the VIII International Symposium on landslide, Cardiff, 1, pp. 463–468.
- DI MAIO C., SANTAGATA P., VIGGIANI C. (1986) – *Analisi del processo di consolidazione indotto da un sistema di trincee drenanti*. Atti XVI Convegno Nazionale di Geotecnica, Bologna, 3, pp. 283–289.
- DI MAIO C., SANTOLI L., SCHIAVONE R. (2004) – *Volume change behaviour of clays: the influence of mineral composition, pore fluid composition and stress state*. Mechanics of Materials, 36, pp. 435–451.

- DI MAIO C., SCARINGI G. (2016) – *Shear displacements induced by decrease in pore solution concentration on a pre-existing slip surface*. Engineering Geology, 200, pp. 1–9.
- DI MAIO C., SCARINGI G., VASSALLO R. (2015) – *Residual strength and creep behaviour on the slip surface of specimens of a landslide in marine origin clay shales: influence of pore fluid composition*. Landslides, 12, n. 4, pp. 657–667.
- DI MAIO C., VASSALLO R., VALLARIO M. (2013) – *Plastic and viscous displacements of a deep and very slow landslide in stiff clay formation*. Engineering Geology, 162, pp. 53–66.
- DI MAIO C., VASSALLO R., VALLARIO M., PASCALE S., SDAO F. (2010) – *Structure and kinematics of a landslide in a complex clayey formation of the Italian Southern Apennines*. Engineering Geology, 116, pp. 311–322.
- DI MAIO C., VIGGIANI C. (1987) – *Influence of intermittent rainfall on effectiveness of trench drains*. In: IX Europ. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Dublin, 1, pp. 149–152.
- DI MAIO C., VASSALLO R., SCARINGI G., DE ROSA J., PONTOLILLO D.M., GRIMALDI G.M. (2017) – *Monitoring and analysis of an earthflow in tectonized clay shales and study of a remedial intervention by KCl wells*. Rivista Italiana di Geotecnica, 51, n. 3, pp. 48–63.
- DI MAIO C., DE ROSA J., VASSALLO R., CUTRERA G., MURTAS R. (2023) – *Earthflows in the Basento valley: hydraulic characteristics influencing their kinematics*. CNRIG2023 2023, Palermo. In: Geotechnical Engineering in the Digital and Technological Innovation Era, Springer Series in Geomechanics and Geoengineering, pp. 495–502.
- DIMOLA G., CONTILLO L., AZZILONNA V., CORRADO G., GIANNANDREA P., SCHIATTARELLA M. (2023) – *Carta Inventario delle Frane dell'Area di Studio del Progetto MITIGO*. Progetto MITIGO, Università degli Studi della Basilicata, pubblicato sul sito del Progetto MITIGO. Versione aggiornata.
- DOGLIONI A., GALEANDRO A., SIMEONE V. (2014) – *Evolutionary data-driven modeling of Salento shallow aquifer response to rainfall*. Engineering Geology for Society and Territory – Vol. III River Basins, Reservoir Sedimentation and Water Resources (IAEG XII Congress, September 15–19, 2014, Torino, Italy) G. Lollino, M. Arattano, M. Rinaldi, O. Giustolisi, G.E. Marechal Grant (Eds). ISBN: 978-3-319-09053-5; doi: 10.1007/978-3-319-09054-2\_58
- DOGLIONI A., MANCARELLA D., SIMEONE V., GIUSTOLISI O. (2010) – *Inferring groundwater system dynamics from time series data*. Hydrological Sciences Journal, IAHS press, 55, n. 4, pp. 593–608, ISSN 0262-6667.
- ELIA G., COTECCHIA F., PEDONE G., VAUNAT J., VARDON P.J., PEREIRA C., SPRINGMAN S.M., ROUAINIA M., VAN ESCH J., KODA E., et al. (2017) – *Numerical modelling of slope–vegetation–atmosphere interaction: an overview*. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 50, pp. 249–270.
- ESU F. (1977) – *Behaviour of slopes in structurally complex formations*. In: General Report, Session IV. Proc. Int. Symp. The Geotechnics of Structurally Complex Formations, Capri, Italy, pp. 292–304.
- FORRESTER K. (2001) – *Subsurface Drainage for Slope Stabilization*. ASCE Press, 208 pp.
- GEERTSEMA M., TORRANCE J. (2005) – *Quick clay from the mink creek landslide near terrace British Columbia: geotechnical properties, mineralogy, and geochemistry*. Can. Geotech. J., 42, pp. 907–918.
- GHALAMZAN F., DE ROSA J., GAJO A., DI MAIO C. (2022) – *Swelling and swelling pressure of a clayey soil: Experimental data, model simulations and effects on slope stability*. Engineering Geology, 297.
- GRIMALDI M.G., PONTOLILLO D.M., DE ROSA J., RIZZO E., DI MAIO C. (2018) – *Modelling water flow and ion transport in clay soils: the case of KCl wells in the head of an earthflow*. In: Micro to MACRO Mathematical Modelling in Soil Mechanics. P. Giovine, P.M. Mariano, G. Mortara, (Eds). Trends in Mathematics. ISSN: 2297-0215, ISBN 978-3-319-99474-1
- GUIDA D., IACCARINO G. (1991) – *Fasi evolutive delle frane tipo colata nell'alta valle del fiume Basento (Potenza)*. Studi trentini di Scienze naturali, Acta Geologica, 68, pp. 127–152.
- HARBAUGH A.W. (2005) – *MODFLOW-2005: the U.S. Geological Survey modular ground-water model—the ground-water flow process*. U.S. Geol. Surv. Tech. Methods 6, pp. 1–17.
- HELLE T.E., AAGAARD P. (2018) – *Predicting required time stabilising Quick Clays by potassium chloride*. Environmental Geotechnics, 5, n. 1, pp. 1–47.
- HELLE T.E., AAGAARD P., NORDAL S. (2017) – *In-situ improvement of highly sensitive clays by potassium chloride migration*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering. 143, n. 10. DOI 10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0001774
- HELLE T. E., GJENGEDAL I., EMDAL A., AAGARD P., HØYDAL Ø. (2014) – *Potassium Chloride as Ground Improvement in Quick Clay Areas – A Preliminary Study*. In: J.-S. L'Heureux et al. (Eds.): Landslides in Sensitive Clays – from Geosciences to Risk Management, Springer, Dordrecht, pp. 63–74.
- HOU C. LIN, MA, X. YING, KANG X. (2023) – *Effects of salt and pH on microstructure and physico-mechanical behaviors of clay sediments A references review*. Marine Georesources & Geotechnology, 42, n. 6, pp. 736–766. <https://doi.org/10.1080/1064119X.2023.2215611>
- HOVLAND H. J. (1977) – *Three-dimensional slope stability analysis method*. J. Geotech. Eng. Div., 103, n. 9, pp. 971–986.
- HSÜ et al. (1978) – *Site 372: Menorca Rise*. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 42, pp. 59–150, 1978.
- HUTCHINSON J.N. (1977) – *Assessment of the effectiveness of corrective measures in relation to geological*

- conditions and types of slope movements*. Bulletin International Association Engineering Geology, 16, pp. 131-155, Krefeld.
- JAYATHILAKA P., INDRARATNA B., ASCE F., HEITOR A. (2021) – *Influence of salinity-based osmotic suction on the shear strength of a compacted clay*. International Journal of Geomechanics, 21, n. 5.
- KENNEY T.C. (1967) – *The influence of mineralogical composition on the residual strength of natural soils*. Proc. Geotech. Conf. Shear Prop. Nat. Soils Rocks Oslo 1, pp. 123-129.
- LORET B., HUECKEL T., GAJO A. (2002) – *Chemo-mechanical coupling in saturated porous media: elastic-plastic behaviour of homoionic expansive clays*. International Journal of Solids and Structures, 39, n. 10, pp. 2773-2806.
- MARC V., BERTRAND C., MALET J., CARRY N., SIMLER R., CERVI F. (2017) – *Groundwater surface waters interactions at slope and catchment scales: implications for landsliding in clay-rich slopes: hydrochemistry and geochemical modelling to infer groundwater flows*. Hydrological Processes, 31, pp. 364-381.
- MARZULLI V., CAFARO F., ZICCARELLI M. (2018) – *Hydraulic characterization of a pervious concrete for deep draining trenches*. J. Mater. Civ. Eng., 30, n. 6, pp. 1-11. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)MT.1943-5533.0002274](https://doi.org/10.1061/(ASCE)MT.1943-5533.0002274)
- MCDUFF R.E., GIESKES J.M. AND LAWRENCE J.R. (1978) – *Interstitial water studies, Leg 42A, Init. Rep.* Deep Sea Drill. Proj., pp. 561-568.
- MERIGGI R., ZIRALDO A. (2004) – *Effects of trench drains on slope stability during heavy rainfalls*. IX International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro.
- MEBRAHTU T., BANNING A., GIRMA E. (2021) – *The effect of hydrogeological and hydrochemical dynamics on landslide triggering in the central highlands of Ethiopia*. Hydrogeology Journal, 29, pp. 1239-1260.
- MESRI G., OLSON R.E. (1970) – *Shear strength of montmorillonite*. Géotechnique, 20, n. 3, pp. 261-270.
- MITCHELL J.K. (1960) – *Fundamental aspects of thixotropy in soils*. Journal of Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE 86 (SM3), pp. 19-52.
- MOORE R. (1991) – *The chemical and mineralogical controls upon the residual strength of pure and natural clays*. Géotechnique, 41, n. 1, pp. 35-47.
- MOORE R., BRUNSDEN D. (1996) – *A physico-chemical mechanism of seasonal mudsliding*. Géotechnique, 46, n. 2, pp. 259-278.
- NAPOLI M.P., FESTA A., BARBERO M. (2022) – *Practical classification of geotechnically complex formations with block-in-matrix fabrics*. Engineering Geology, 301.
- OSTUNI G., VASSALLO R., DI MAIO C. (2025) – *Monitoraggio dell'accumulo di una frana in Argille Varicolori e della galleria artificiale che l'attraversa*. XXVIII Convegno Nazionale di Geotecnica, Venezia 11-13 giugno 2025.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. (1999) – *Stratigraphic and structural relationships between Meso-cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Italy*. Tectonophysics, 315, pp. 286-295.
- PESCATORE T., RENDA P., TRAMUTOLI M. (1988) – *Rapporti tra le unità lagonegresi e le unità sicilidi nella media valle del Basento, Lucania (Appennino Meridionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, pp. 353-361.
- PICARELLI L. (1993) – *Structure and properties of clay shales involved in earthflows*. Proc. Int. Symp. "The Geotechnical Engineering of Hard Soils – Soft Rocks", Athens, 3, pp. 2009-2019.
- PICARELLI L. (2001) – *Transition from slide to earthflow, and the reverse*. Proc. TC-II Conference on "Transition from slide to flow – Mechanisms and Remedial Measures", Trabzon, CD.
- PICARELLI L., COMEGNA L., URCIUOLI, G. (2022) – *The friction angle mobilized by shallow earthflows in tectonized clay shales*. Rivista Italiana di Geotecnica, 56, n. 1, pp. 5-16.
- PICARELLI L., DI MAIO C. (2010) – *Deterioration of stiff clays and clay shales*. In: Weathering as a Predisposing Factor to Slope Movements, Geological Society London, D. Calcaterra and M. Parise (Eds.), Engineering Geology Special Publication, 23, pp. 15-32.
- PICARELLI L., DI MAIO C., DE ROSA J. (2021a) – *Processes and mechanisms governing the transition of slides in tectonized clays and clay shales into rapid earthflows*. Rivista Italiana di Geotecnica, 55, n. 4, pp. 53-67.
- PICARELLI L., DI MAIO C., OLIVARES L., URCIUOLI G. (1998) – *Properties and behaviour of tectonized clay shales in Italy*. Proc. "The Geotechnics of Hard Soils – Soft Rocks", A. Evangelista, L. Picarelli (Eds.), Napoli, 3, pp. 1211-1241.
- PICARELLI L., DI MAIO C., TOMMASI P., URCIUOLI G., COMEGNA L. (2021b) – *Pore water pressure measuring and modeling in stiff clays and clayey flysch deposits: a challenging problem*. Engineering Geology, 296, 106442.
- PONTOLILLO D.M., DE ROSA J., SCARINGI G., DI MAIO C. (2016) – *Clay creep and displacements: influence of pore fluid composition*. Proceedia Engineering, 158, pp. 69-74.
- PONTOLILLO D.M. (2019) – *Miglioramento meccanico dei terreni argillosi mediante variazione della composizione della soluzione interstiziale: il caso delle Argille Varicolori a Costa della Gaveta*. (Tesi di dottorato), University of Basilicata.
- PUN W.K., URCIUOLI G. (2008) – *Soil nailing and subsurface drainage for slope stabilization*. Proc. X, Int. Symp. on Landslides: Landslides and Engineering Slopes, 2, pp. 85-125.
- ROHAC J., SCARINGI G., BOHÁČ J. (2020) – *Revisiting strength concepts and correlations with soil index properties: insights from the Dobkovický landslide in Czech Republic*. Landslides, 17, pp. 597-614.

- SCARINGI G. (2016) – *Influence of pore fluid composition on clay behaviour and chemo–mechanical study of a clayey landslide*. (PhD thesis. Potenza, Italy: University of Basilicata. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.32935.24486>)
- SCARINGI G., DI MAIO C. (2016) – *Influence of displacement rate on residual shear strength of clays*. *Procedia Earth and Planetary Science*, 16, pp. 137–145. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.10.015>
- SCHIATTARELLA M., GIANNANDREA P., CORRADO G., GIOIA D. (2024) – *Landscape planning–addressed regional–scale mapping of geolithological units: an example from Southern Italy*. *Journal of Maps*, 20, n. 1, 2303335. [doi.org/10.1080/17445647.2024.2303335](https://doi.org/10.1080/17445647.2024.2303335)
- SOLBERG IL (2024) – *Landslide and ravine distributions related to ground conditions in elevated marine deposit in Mid–Norway*. *Natural Hazard*, 120, pp. 6705–6736.
- SRIDHARAN A., VENTAKAPPA RAO G. (1973) – *Mechanisms controlling volume change of saturated clays and the role of the effective stress concept*. *Géotechnique*, 23, n. 3, pp. 359–382.
- STANIC B. (1984) – *Influence of drainage trenches on slope stability*. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE 110, n. 11, pp. 1624–1635.
- SU X., WU W., TANG H., HUANG L., XIA D., LU S. (2023) – *Physicochemical effect on soil in sliding zone of reservoir landslides*. *Engineering Geology*, 324. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2023.107249>
- SUER P., LOFROTH H. ANDERSSON-SKOLD Y. (2014) – *Ion Exchange as a Cause of Natural Restabilisation of Quick Clay – A model study*. In: J.–S. L'Heureux et al. (Eds.): *Landslides in Sensitive Clays – from Geosciences to Risk Management*, Springer, Dordrecht, pp. 51–62.
- SUWAL L., PINEDA JA, TURNER B., MUSSO G. (2024) – *Salinity and oven–drying effects on the plasticity of a marine soft clay*. *Géotechnique*, published online <https://doi.org/10.1680/jgeot.24.00005>
- TAGARELLI V., COTECCHIA F. (2022) – *Coupled hydro–mechanical analysis of the effects of medium depth drainage trenches mitigating deep landslide activity*. *Engineering Geology*, 297, 106510.
- TIWARI B., AJMERA B. (2015) – *Reduction in fully softened shear strength of natural clays with NaCl leaching and its effect on slope stability*. *Journal of Geotechnical Geoenvironment*, 141, n. 1.
- URCIUOLI G., COMEGNA L., DI MAIO C., PICARELLI L. (2016) – *The Basento Valley: a natural laboratory to understanding the mechanics of earthflows*. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 50, n. 1, pp. 14–33.
- URCIUOLI G., COMEGNA L., PIRONE M., PICARELLI L. (2020) – *The beneficial role of a natural permeable layer in slope stabilization by drainage trenches*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24, pp. 1669–1676.
- URCIUOLI G., PIRONE M. (2013) – *Subsurface drainage for slope stabilization*. *Landslide Science and Practice*, 6, pp. 577–585, Springer.
- VAN ASCH T.J.W., VAN GENUCHTEN P.M.B. (1990) – *A comparison between theoretical and measured creep profiles of landslides*. *Geomorphology*, 3, n. 1, pp. 45 – 55.
- VASSALLO R., DE ROSA J., DI MAIO C., REALE D., VERDE S., FORNARO G. (2021) – *In situ and satellite long–term monitoring of slow clayey landslides and of the structures built on them*. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 55, n. 4, pp. 77–95.
- VASSALLO R., DI MAIO C. (2025) – *Effects of trench drain systems on pore water pressures in slow deep clayey landslides: influence of hydraulic properties of the slip zone*. *Engineering Geology*, 347, 107943.
- VASSALLO R., DOGLIONI A., GRIMALDI G., DI MAIO C., SIMEON V. (2016a) – *Relationships between rain and displacements of an active earthflow: a data–driven approach by EPRMOGA*. *Natural Hazard*, 81, pp. 1467–1482.
- VASSALLO R., GRIMALDI G.M., DI MAIO C. (2015) – *Pore water pressures induced by historical rain series in a deep–seated clayey landslide: 3D modeling*. *Landslides*, 12, n. 4, pp. 731–744.
- VASSALLO R., GRIMALDI G.M., DI MIO C., DI NOCERA S. (2016b) – *An earth flow in structurally complex formations of the Italian Southern Apennines: geological structure and kinematics*. *Proc. 12<sup>th</sup> Int. Symposium on Landslides*, Naples, CRC Press, 3, pp. 1979–1986.
- VASSALO R., CALCATERRA S., DE ROSA J., DI MAIO C., GAMBINO P. (2020) – *Long–term displacement monitoring of two very slow earthflows by inclinometers, GPS and Cosmo–SkyMed data*. *Geosciences*, 10, 171.
- VENGOSH A., STARINSKY A., ANATI D. A. (1994) – *The origin of Mediterranean interstitial waters relics of ancient Miocene brines: A re–evaluation*. *Earth and Planetary Science Letters* 121, pp. 613–627.
- VOLPE E., CATTONI E., SALCIARINI D. (2023) – *3D Finite Element Modelling of Hydraulic Efficiency of Drainage Trenches*. *Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 60, pp. 198–208.
- WEI L., ZENG Z., YAN J. (2024) – *Factors Affecting the Stability of Loess Landslides: A Review*. *Applied Sciences*, 14, 2735. <https://doi.org/10.3390/app14072735>
- ZHANG D.X., WANG G.H., LUO C., CHEN J., ZHOU Y. (2009) – *A rapid loess flowslide triggered by irrigation in China*. *Landslides*, 6, n. 1, pp. 55–60.
- ZHANG F., WANG G., KAMAI T., CHEN W., ZHANG D., YANG J. (2013) – *Undrained shear behavior of loess saturated with different concentrations of sodium chloride solution*. *Engineering Geology*, 155, pp. 69–79.
- ZUO L., XU L., BAUDET B., GAO C., HUANG C. (2020) – *The structure degradation of a silty loess induced by long–term water seepage*. *Engineering Geology*, 272, 105634.

## Clay behaviour and slope stability in structurally complex formations

### Summary

Landslides in structurally complex clay formations are widespread in the Italian Apennines and prevail over other types of landslides in the Basento river valley. Based on data collected in the Basilicata region, this paper analyses some kinematic, hydraulic and chemo-physical aspects of the landslide behaviour that are considered interesting for risk mitigation. The paper is divided into three parts. After a brief overview of the lithological and landslide typologies of the Basento valley, in the first part, the paper focuses on a large slope affected by various landslide systems, and describes the main kinematic characteristics of some landslides, highlighting the fast response of deep basal displacements to rainfall. In the second part, based on piezometric measurements, permeability tests and numerical simulations, the observed behaviour is attributed to the intense and rapid effects of rainfall on the water pressures along the slip surface that, in turn, are justified by the permeability of the zone, higher than those of the landslide body and stable formation. The influence of the hydraulic features on the efficiency of drain systems is shown to be significant. In the third part, the composition of the pore water is analysed as well as the effects of its variations on the behaviour of the clays and the landslides. In particular, the effects of the soil mechanical deterioration induced by the chemo-physical interaction with rainwater are shown and their influence on the landslide behaviour is discussed.

### THE STUDY AREA

The study area, between the cities of Potenza and Matera, extends from the eastern slope of the Apennine chain to the south-western edge of the Apulian Foreland (Murgia Materana), crossing the entire Bradanic Trough (Fig. 1). The Apennine section consists of Meso-Cenozoic terrains, predominantly clayey and subordinately arenaceous and calcareous, organized in tectonic units superimposed in a north-east direction. The foredeep, a basin of Plio-Pleistocene sediments with a strong clay dominance, has a thickness varying from about 30 m to about 2000 m. The landslide landscape, widely spread in both sectors, shows very wavy, concave-convex reliefs in the Apennine area, corresponding to areas of supply and accumulation of various types of landslides, especially clay flows. In the Bradanic Trough, pronounced erosive forms, gullies, deepening channels, and large slides prevail. The inventory of landslides reported in figure 1 was created both with new surveys [DIMOLA et al., 2023] and with the re-elaboration of maps from the main official databases. In an area of approximately 1400 km<sup>2</sup>, 14,000 landslides were delineated. The landslide surfaces occupy approximately 21% of the total surface. A landslide density of around 40% was estimated in the upper Basento valley, where clay landslides that at some stages of their evolution have transformed into earthflows constitute the most widespread typology [GUIDA and IACCARINO, 1991].

### 1. The Costa della Gaveta slope: landslide kinematics

The Costa della Gaveta slope is a typical slope in structurally complex formations of the upper Basento valley. It extends for about 4 km east of the city of Potenza on the hydraulic left bank of the river, rising about 350 m above the riverbed. It is crossed by the Basentana state road, the national railway line, and all the infrastructures serving the city. Public and private buildings complete the settlement picture. Unfortunately, almost all structures and infrastructures are affected by landslides of various types and depths (Fig. 3). To contain the risk within acceptable limits, it was therefore necessary to carry out extensive monitoring of landslides and artifacts. For this reason, since the 1990s, several field investigations have been performed.

The geological structure of the hill is the effect of the Miocene and Plio-Pleistocene tectonics [PESCATORE et al., 1988; 1999]. Along the slope under examination, exposed to the South, the formations locally called Argille Varicolori (Upper Cretaceous – Lower Miocene) and Corleto Perticara (Upper Eocene – Lower Miocene) outcrop (Fig. 4). Its lithological succession is made up of an alternation of clays, clayey marls and subordinately calcareous marls and limestones. The visible thickness of the lithological complex is about 200 m. The Corleto Perticara formation is made up of limestone banks, calcareous marls and clay levels for a thickness of about 100 m. The formations are affected by important fault systems that have strongly influenced the structure of the hill and its morphological evolution. The three major landslide systems of the slope have in fact developed around the faults: Varco d'Izzo, Costa della Gaveta and Mattine. The main landslides are roto-translational landslides that evolved into earthflows and subsequently passed to very slow sliding phases [GUIDA and IACCARINO, 1991]. The alimentation zones of the three systems extend up to the top of the hill; they are in a retrogressive phase. The main landslide bodies (Fig. 5), with lengths greater than 1000 m and average widths of 200 m - 300 m, have thicknesses of up to 40 m; in the Varco d'Izzo system they occur in several overlapping bodies. The accumulations of the three systems, with maximum measured thicknesses of 45 m, control the course of the river which, in turn, erodes them causing local landslides or reactivating portions of the main landslides. The landslide material appears as a chaotic mixture: in a fine matrix are incorporated hard fragments of various sizes, large blocks and strata relics. The clay fraction c.f. of the fine matrix is between 25% and 75% (Fig. 6). Kaolinite, Illite and expansive minerals are present in different percentages along the slope and along the vertical. The liquidity limit  $w_L$  evaluated with distilled water is generally between 50% and 100% but can reach 140%; the plasticity limit varies little around the average value  $w_P = 25\%$ . The average water content  $w$  measured is about 15% in the stable formation, varies around 25% in sliding landslides and reaches much higher values in the small flow that originates from the Masseria Romaniello landslide in the alimentation zone (Fig. 4). Values of  $w$  around 45%-50% were determined at about 1 m depth in the phases of lesser activity of the flow and must therefore be considered lower limits. The heterogeneity of the soil and the presence of hard fragments did not allow the extraction of many undisturbed samples from the subsoil; to determine the mechanical properties, many tests were

therefore also performed on the reconstituted material, as well as in-situ tests. Furthermore, the numerical interpretative models of the observed phenomena were calibrated with a long monitoring of the displacements and pore water pressures [DI MAIO et al., 2010; 2013; 2017].

The landslide displacements were monitored by inclinometer systems and GPS antennas (Fig. 7), integrated with DiNSAR data series. Figures 8 and 9 show some inclinometer profiles that highlight the types of movement found in the landslide systems of Costa della Gaveta and Varco d'Izzo. The prevalent type is that of sliding localized in a narrow band. The other type, which resembles the velocity solid of viscous fluids, was found only in I14, in the earthflow in the area of Masseria Romaniello (Fig. 4). In the first typology, continuous internal deformations were interpreted by DI MAIO et al. [2013] with the simplified viscous model of VAN ASCH and VAN GENUCHTEN [1990]. However, basal displacements generally prevail over those deriving from internal deformations, as can be inferred both from the inclinometer profiles of figures 8 and 9 and from the comparison between basal displacements AB and cumulative surface displacements AD (Fig. 10). It is in fact possible to observe that the magnitude and temporal trends of the two displacements are very similar. The figure shows how, in the observation period, the displacements occurred at constant yearly rate – in fact each single series of data can be well interpolated with a straight line – but variable, from area to area, from a few cm/year to a few mm/year. In the Costa della Gaveta landslide (Figs. 10a-b), which moves with a constant soil discharge, the reduction in the average rate recorded from upstream to downstream is the effect of the corresponding increase in the area of the cross-sections [DI MAIO et al., 2010]. In the Varco d'Izzo landslide, the velocity distribution is more complex [VASSALLO et al., 2020] but the individual landslides moved at a constant annual velocity (Fig. 10c).

The substantial constancy over time of the superficial yearly displacement rates is also confirmed by GPS measurements. In fact, the comparison (Figure 10) shows a notable coherence between GPS data and cumulated surface inclinometer data. Figure 11 shows the map of the average annual velocities along the LOS (Line Of Sight) obtained by processing the DiNSAR data of the COSMO-SkyMed satellite system for the period 2012-2020. Also in this case, the yearly rates were constant in the observation period, as shown in figure 12 which reports the time series of the displacements along the LOS of some buildings of the two main landslides. It can be observed that the data can be interpolated with straight lines whose slopes indicate average  $v_{LOS}$  velocities of a few mm/year. From the components along the LOS, with the procedure described by DI MAIO et al. [2018], the displacement vectors were traced, obtaining a satisfactory agreement with the inclinometer and GPS data [VASSALLO et al., 2021]. The quality of the DiNSAR data was such as to allow both the extrapolation over time of the displacement curves of inclinometers no longer in use (Fig. 13) and the interpretation of the first data from the new inclinometer installations (Fig. 14).

The constant annual displacement rates corresponded, in the observation period, to a significant seasonal variability, characterized by the synchrony of the temporal trends of the

cumulative basal displacements and the cumulative daily rainfall. The displacement-rainfall agreement is shown in figure 15 which reports the cumulative basal displacement curves detected in three inclinometers and the rainfall curve for a period of three years.

A first quantitative analysis of the correlation between displacements and rainfall over long periods was performed for the Costa della Gaveta landslide with the EPRMOGA technique (Evolutionary Polynomial Regression Multi Objective Genetic Algorithm), based on polynomial regressions [GIUSTOLISI and SAVIC, 2009], suitable for the interpretation of environmental phenomena characterized by strong non-linearity [DOGLIONI et al., 2010; 2014]. The results of the analysis conducted with a temporal discretization of 10 days on 10-year series were expressed in the form of a functional relationship between basal velocities and rainfall [VASSALLO et al., 2016a]. Figure 16 reports the experimental data and the results of the simulations for the I12 inclinometer; the simulations were performed both for the entire analysis period and for 40-day time intervals (every 40 days the model restarts from the experimental data). The figure shows that the simulation results are very similar to each other and in agreement with the experimental data. VASSALLO et al. [2016a] showed that the relation that gives the displacement rate  $v$  at time  $t$  as a function of the rainfall heights can be approximated as follows:

$$v_t \cong a \cdot (P_t + 0.71 P_{t-1} + 0.71^2 P_{t-2} + 0.71^3 P_{t-3} + 0.71^4 P_{t-4} + 0.71^5 P_{t-5} + 0.71^6 P_{t-6}) \quad (1)$$

where:

$v_t$  is the displacement rate evaluated in a 10 days preceding time  $t$ , expressed in cm/10 days,

$P_t, P_{t-1}, \dots, P_{t-6}$  are the rainfall heights 10, 20, ..., 60 days preceding  $t$ , in mm.

Equation (1) shows how a strong is the influence of contemporary rainfall on the displacement rates and how the influence of previous rainfall rapidly decreases. The same type of trend is found in all the series of basal displacements, which are also linearly dependent on each other. Figure 17 shows in fact that there is a good agreement between the displacement data of the I12 inclinometer calculated with EPRMOGA, the experimental series of I12 and the experimental series of the other inclinometers (in the figure each series is divided by a constant that makes it easily comparable with the other series). The temporal trend of displacement rates in the Varco d'Izzo landslide, subject to the same rainfall regime, is very similar to that of the Costa della Gaveta landslide.

## 2. Pore water pressures and Hydraulic properties

The influence of rainfall on deep basal sliding should however manifest itself through interstitial pressures in the sliding zone. To understand how and if this process occurs, the monitoring system already active since 2005 was integrated in 2018. Many Casagrande piezometers and vibrating wire electric cells were

installed at different depths in the landslide body, in the stable formation and in the slip zone. A number of wells was also built that cross the sliding zone and penetrate several meters into the stable formation, supported by screens. The wells were also used to evaluate the trend of permeability along the vertical, using for this purpose the experimental instruments and procedures developed by Di MAIO et al. [2017; 2021]. The time temporal trends of water pressures in the landslide body and in the formation show negligible variations, not clearly seasonal or linked to rainfall, even in the cases of measurement with electric cells installed a few meters deep, below the vadose zone (Fig. 19b). In contrast, the numerous piezometers installed in the slip zone show large, regular, seasonal variations in phase with each other (Fig. 19c). The seasonal trend of pore pressures in the slip zone was also in phase with the basal displacement rates wherever they were measured [Di MAIO et al., 2020; 2021; 202]. It therefore seems reasonable to hypothesize that the slip zone is a preferred path for water and for the propagation of water pressures. This hypothesis is supported by the results of the permeability tests.

Hydraulic conductivity was evaluated by falling head tests in the Casagrande piezometers and in the wells. Localized inflow measurements were performed in the same wells using an ad hoc permeameter cell about 20 cm high that slides tightly in the hole and collects the water seeping from the well walls (Fig. 20a). The well is emptied, the cell is positioned and the volumes of water flowing into it are monitored for a time sufficient to reach apparently stationary conditions (Fig. 20d). The measurement is repeated along the entire height of the well, thus obtaining filtration velocity profiles  $q$  in stationary conditions such as those reported in figure 20b. The experimental data show that the highest flow rates occur in areas of limited thickness, approximately 0.2 m – 0.5 m, at depths between 7.5 and 9 m in the head of the landslide and at approximately 25 m in the central sections. These depths, in addition to being the same in which the different types of piezometers have recorded significant seasonal variations in pressure, correspond to the sliding zones detected by the nearby inclinometers (Fig. 20c).

The hydraulic conductivity of the slip zone was evaluated by calibrating FEM models in axisymmetric conditions and 3D FDM models with the experimental data, considering for the landslide body and the in-place formation the permeability values obtained with the Casagrande piezometer tests. The results show that the slip band is more permeable by some orders of magnitude than the landslide body (Tab. I). The value ranges provided by the most reliable tests, i.e. those with permeameter or Casagrande piezometer, show differences of up to 3 – 4 orders of magnitude. The slip zone, however, at the residual state, is therefore a hydraulic as well as mechanical discontinuity [COMEGNA and PICARELLI, 2008]. Its high permeability may depend on various factors, including the persistence of the movement in a channel with an increasing cross-section from upstream to downstream and the presence of blocks and hard fragments that can cause networks of grooves of loose material even at high stress states. Currently, we are trying to understand the role of the faults that cross the landslide bed on the hydraulic behaviour of the slip zone.

In order to evaluate how the distribution of hydraulic conductivity influences the water pressures along the slip surfaces,

3D numerical analyses were conducted, using the finite difference code Modflow [HARBAUGH, 2005]. The geometry of the slip surface (Fig. 21) was hypothesized based on numerous inclinometer measurements and geomorphological investigations [Di MAIO et al., 2010]. The calculations conducted for different distributions of hydraulic conductivity: homogeneous subsoil (case a), “real case” with average experimental parameters and with a more permeable sliding zone (case b), sliding zone less permeable than the landslide body (case c) and permeability of the sliding zone equal to that of the landslide (case d, a result very similar to case a). The steady-state conditions and the transitory conditions associated with the historical rainfall series were analyzed.

Figure 22 shows the head contours in the longitudinal section AA' for the steady-state condition with  $u = 0$  on the ground surface, for homogeneous soil (case a) and for soil with the permeability distribution deriving from the experimental data (case b). The comparison shows a significant reduction in the piezometric height (3 m - 4 m) along the slip zone when this is very permeable (case b) and therefore exerts a drainage action on the entire slope. To analyze the temporal trend of water pressures, transient analyses with daily temporal resolution were performed, applying the historical rainfall series as specific flow rate on the ground surface. The analyses were performed for the 4 cited cases of permeability distribution. The results (Fig. 23) show that the solution relating to the most permeable sliding zone (case b) satisfactorily interprets the experimental data, unlike the other cases considered that significantly deviate from them. Ultimately, the increased permeability of the sliding zone causes the dual effect of the Costa della Gaveta landslide of: a) overall drainage of the slope with a significant reduction (3 – 4 m in the water column) of the average interstitial pressures; b) significant amplification of the seasonal variations of the water pressures linked to the hydrological conditions.

In order to evaluate how the distributions of the interstitial water pressures along the sliding surface influence the equilibrium conditions of the landslide, VASSALLO et al. [2016] calculated, again for the Costa della Gaveta landslide, the 3D safety coefficient in global limit equilibrium conditions, adopting the vertical column method [HOVLAND, 1977; AHMED et al. 2012] and verifying the consistency with the results obtained with the STAB3D software [CHEN et al., 2003]. Both the stationary and transient conditions were analyzed. For steady-state conditions and  $u = 0$  on the ground surface, figure 24 reports the safety factor SF as a function of the permeability of the sliding zone,  $k_{sz}$ , and for values of the permeabilities of the landslide and the formation equal to  $k_l = 10^{-9}$  m/s and  $k_f = 10^{-10}$  m/s, respectively. As resistance parameters,  $c' = 0$  and three values of the friction angle were considered:  $\phi' = 13^\circ$  (which gives SF = 1 for the case of  $k_{sz} = k_l$ ),  $\phi' = 11.8^\circ$ , which gives SF = 1 in the case of a permeable sliding band (case b) and  $\phi' = 11^\circ$ . For the same  $\phi'$ , the increase of SF with  $k_{sz}$  is due to the increasing drainage effect and reduction of water pressures by the permeable sliding zone of the landslide body. To evaluate the influence of the rainfall time series on the safety factor, a closed-form solution proposed for the same landslide by VASSALLO et al. [2016] was used. Figure 25 reports the results obtained for the case of daily time resolution, permeable slip surface (case b) and friction angle  $\phi' = 11^\circ$ , a value with which

SF becomes slightly greater than 1 in the periods of minimum displacement velocities. The figure shows that the trend of SF (with inverse axis) is in phase with the deep basal displacement rates: when SF decreases, the displacement velocities increase. In summary, the comparison between the calculation results and the experimental data shows that the hydraulic and kinematic conditions of the Costa della Gaveta landslide are satisfactorily captured by a subsoil model that considers the slip zone much more permeable than the landslide body and the stable formation, which in turn are not very permeable ( $k_l \leq 10^{-9}$  m/s and  $k_f \leq 10^{-10}$  m/s). It is evident that this hydraulic peculiarity can also significantly influence the effectiveness of landslide hazard reduction systems such as drainage systems.

In order to evaluate how the distributions of the interstitial water pressures along the sliding surface influence the equilibrium conditions of the landslide, VASSALLO et al. [2016] calculated, again for the Costa della Gaveta landslide, the 3D safety coefficient in global limit equilibrium conditions, adopting the vertical column method [HOVLAND, 1977; AHMED et al. 2012] and verifying the consistency with the results obtained with the STAB3D software [CHEN et al., 2003]. Both the stationary and transient conditions were analyzed. For steady-state conditions and  $u = 0$  on the ground surface, figure 24 shows the safety factor SF as a function of the permeability of the slip zone,  $k_{sz}$ , and for values of the permeabilities of the landslide and the formation equal to  $k_l = 10^{-9}$  m/s and  $k_f = 10^{-10}$  m/s, respectively. As strength parameters,  $c' = 0$  and three values of the friction angle were considered:  $\phi' = 13^\circ$  (which gives SF = 1 for the case of  $k_{sz} = k_l$ ),  $\phi' = 11.8^\circ$ , which gives SF = 1 in the case of a permeable sliding band (case b) and  $\phi' = 11^\circ$ . Under constant  $\phi'$ , the increase of SF with  $k_{sz}$  is due to the increasing drainage effect and reduction of water pressures by the permeable slip zone. To evaluate the influence of the rainfall time series on the safety factor, a closed-form solution proposed for the same landslide by VASSALLO et al. [2016] was used, calibrated with stability analyses based on the HOVLAND procedure [1977]. Figure 25 reports the results obtained for the case of daily time resolution, permeable sliding surface (case b) and friction angle  $\phi' = 11^\circ$ , a value with which SF becomes slightly greater than 1 in the periods of minimum displacement velocities. The figure shows that the SF time trend (in inverse scale) is in phase with the deep basal displacement rates: when SF decreases, the displacement rates increase.

In summary, the comparison between the calculation results and the experimental data shows that the hydraulic and kinematic conditions of the Costa della Gaveta landslide are satisfactorily captured by a subsoil model that considers the slip zone much more permeable than the landslide body and the stable formation, which in turn have low permeability ( $k_l \leq 10^{-9}$  m/s and  $k_f \leq 10^{-10}$  m/s). It appears reasonable that this hydraulic feature can also significantly influence the effectiveness of remedial measures such as drainage systems.

### 2.1. Effectiveness of drain Systems in the presence of a permeable slip zone

Deep drainage is known to be one of the most widespread interventions for the stabilization of slow-moving landslides in saturated fine-grained soils [HUTCHINSON, 1977; FORRESTER, 2001;

PUN and URCIUOLI, 2008; CONTE and TRONCONE, 2018]. It is an effective and relatively less expensive intervention even when the sliding surface is deep and the site to be stabilized is large [PUN and URCIUOLI, 2008]. The effectiveness of the intervention is linked to the reduction of pore pressures induced along the potential sliding surfaces and the consequent increase in effective stresses. Among the various types of drainage systems, trenches are the most suitable solution for landslides on gently sloping slopes, with sliding surfaces sub-parallel to the ground level [DESIDERI and RAMPOLLO, 2009]. For the ideal scheme of parallel trenches aligned along the line of maximum slope of the slope (Fig. 26), several theoretical solutions are available [HUTCHINSON, 1977; BURGHIGNOLI and DESIDERI, 1983; 1986; 1987; BROMHEAD, 1984; STANIC, 1984; DI MAIO et al., 1986; 1988; DI MAIO and VIGGIANI, 1987; DESIDERI et al., 1997; PUN and URCIUOLI, 2008; DESIDERI and RAMPOLLO, 2009]. In recent years, further numerical modeling has been performed to evaluate both the effects of drainage in conditions closer to those found in the Apennine clay slopes, and the influence on the calculation results of different constitutive models. COTECCHIA et al. [2016; 2019; 2020] and ELIA et al. [2017] analyzed the influence of the geometry of the landslide cross-section, of the partial saturation of the soil, of the slope-vegetation-atmosphere interaction. TAGARELLI and COTECCHIA [2022] performed fully coupled 2D numerical hydromechanical analyses using different constitutive laws. URCIUOLI et al. [2020] evaluated the influence of permeable soil layers intercepted by drainage but not connected to the atmosphere. VASSALLO and DI MAIO [2025], using the finite element software SEEP3D, evaluated the effects of a system of drains built in a clay slope model reproducing the conditions described for the Costa della Gaveta landslide, therefore characterized by very low hydraulic conductivities of the landslide body and of the stable formation and by higher conductivities of the slip zone by some orders of magnitude. The 3D model (Fig. 27) is a simple reference case, easily reproducible. The slip surface, similar to that considered by TAGARELLI and COTECCHIA [2022], is a circular arc with a depth of 25 m from the ground level. The subsoil consists of three different regions: landslide body, 2 m thick sliding zone and stable formation; the hydraulic and mechanical properties are those reported in figure 27. The soils were generally assumed to be saturated. 2D and 3D analyses were conducted considering the historical series of rainfall recorded at Costa della Gaveta. Most of the analyses were conducted considering total rainfall. Rainfall was applied as infiltration  $q_{rain}$  on the soil surface. A weekly temporal resolution was adopted for both the rainfall series,  $\Delta t_{rain}$  and the calculation step,  $\Delta t_{calc}$ , demonstrated sufficiently accurate. On the upper and lower contours constant values of the hydraulic head were assumed, corresponding to  $u = 0$  and  $u = -30$  kPa at ground level, respectively. On the lateral and base planes, the zero-flow condition was applied. The initial condition without drains was simulated with an infiltration  $q = 9 \cdot 10^{-10}$  m/s at ground level. With this infiltration, the initial water pressures in the slip zone are very close to the mean pressures evaluated with the transient analyses. The analyses were performed for four cases (Fig. 28): a) without permeable slip zone and without drains, b) without permeable slip zone and with drains, c) with permeable slip zone and without drains, d) with permeable slip zone and drains. The influence of the drain depth  $D$  on the

pore water pressures in the slip zone was also analyzed. Figure 28, for the case of  $D=12$  m, shows the results in terms of water pressures as a function of time at some points of the slip zone at different depths from the ground. The diagrams show that in the absence of both a permeable slip band and drains (case a), the historical rainfall does not cause appreciable seasonal variations in water pressures. In the absence of a more permeable slip zone, the activation of the drains (case b) causes the water pressures to undergo significant reductions in less than a year without seasonal variability. The presence of a permeable slip zone (cases c and d) causes a decrease in initial pressures and significant seasonal variability. The activation of the drains causes negligible reductions in water pressures compared to case c; the maximum seasonal variations are approximately 50 kPa, with or without drainage. The drainage system therefore appears, in this case, ineffective. Figure 29 reports the water pressures at time  $t^*$  (the most penalizing for the slope stability, October 2017) along the sliding zone and along a vertical line close to the central drain. The comparison between cases a and b shows that, in the absence of the permeable zone, the drains cause a strong reduction of the pressures  $u$  on the sliding surface, despite being shallow. On the contrary, in the presence of the permeable zone (cases c and d), the pressures in the absence of the drains are lower than in case a, and the drains are ineffective in the slip zone.

### 3. Clay chemo-mechanical behaviour and its influence on landsliding

Many experimental evidences and an increasing number of theoretical studies show that the behaviour of clayey soils is influenced by chemo-physical processes related both to the mineralogical composition of the solid skeleton and to the chemical composition of the interstitial fluid. The mineralogical composition, which is highly variable in nature, is reflected in the specific surface of the clay particles. As this increases, the effects of the chemo-physical processes increase. What we call "pore water" is, in clays of marine origin, a composite aqueous ionic solution, with characteristics that vary in space and time. The solution, highly concentrated in the original submarine formations, is diluted by the interaction with rainwater or with the waters of neighbouring aquifers. The dilution and the consequent reduction of ionic force cause soil mechanical deterioration, that is, reductions in resistance and stiffness (Fig. 32a), shear strains (Fig. 32b), volume strains and changes in the stress state (Fig. 32c). The geotechnical problems connected to these effects are numerous; to briefly outline those of interest for landslides, this paragraph briefly shows: a) experimental data on the composition of pore water in structurally complex clay formations that outcrop in the Apennine chain; b) experimental data on the influence of the pore fluid composition and variations on the chemo-mechanical behaviour of both reconstituted and undisturbed samples of these formations; c) possible long- and short-term effects on landslides.

#### 3.1. Composition of the pore solution

The pore fluid composition was determined on a large number of soil samples from the Southern Apennines with

the procedures described by CERVÌ et al. [2012] and SCARINGI [2016]. For each sample, 20 g of dry and finely powdered soil were rehydrated with distilled water to obtain homogeneous suspensions. After about two weeks of sedimentation in a temperature-controlled environment, the supernatant solution was analyzed with a mass spectrometer or with an ion-selective electrode system. The results show that the porosity fluid of the Costa della Gaveta clays is an ionic aqueous solution in which sodium prevails among the cations and chlorine among the anions. The data in figure 33 report the sodium concentrations in samples extracted both from the in-place formation and from the landslide bodies. In the first (Fig. 33a), below about 8 m - 10 m depth, the  $\text{Na}^+$  concentration is close to the average value of total salt concentration in seawater (about 0.5 M) and gradually decreases towards the ground level. In the landslide body, the concentration is much lower. In some cases, such as along the I12 vertical, a clear discontinuity of  $\text{Na}^+$  concentration is observed, with very low values in the landslide body (Fig. 33b). In other sites of the Apennines, the sodium concentration of the formations in place exhibits values even higher than those found at Costa della Gaveta and similar reductions in the landslides (Fig. 34). The maximum measured values of ionic concentration probably do not correspond to the possible maximum. In order to formulate a realistic hypothesis on the original values of ionic concentration of the Apennine clay formations, we can refer to the data of the international exploration campaigns of the earth's crust of the DSDP (Deep Sea Drilling Project, 1966 - 1975) and ODP (Ocean Drilling Programme, 1985 -2004) projects. The investigations of the ODP Leg 161 in the central and western Mediterranean (Fig. 35) have highlighted that the salt concentration in the pore water of the submarine sediments - contemporary with those emerging in the Apennines - is always very high up to depths of 600 m -700 m below the seabed, and varies between 36 g/l in contact with sea water and 350 g/l at depth [BERNASCONI, 1999]. Such high values were initially explained by the presence of extensive evaporite banks up to 3 km thick (Fig. 36). The banks were formed between 5.96 and 5.33 million years ago, during the Messinian salinity crisis, when the closure of the Strait of Gibraltar caused the almost complete evaporation of the Mediterranean waters. Analyzing the sodium/chlorine ratio, VENGOSH et al. [1994] hypothesized that the high salinity of the sediments, in addition to dissolution and subsequent ionic diffusion from the evaporites, could be caused by the trapping of high-concentration paleo-fluids by the sediments that formed during the evaporation phases of the Mediterranean. Once this hypothesis was formulated, the high salt concentrations found at depth were explained by admitting that phases of drying of the sea occurred periodically also in the geological eras preceding the Messinian and during the formation of the powerful clay banks of the Miocene, the clays of our interest!

Once emerged, the formations interacted with rainwater, solutions with low saline concentration, usually weakly acidic or neutral, which become more diluted the further away from the sea and local sources of pollution (Fig. 37). In the most superficial soil, the interaction induced a reduction in the ionic concentration of the pore fluid due to various transport phenomena: advection, diffusion, osmotic flows, adsorption. The effects and times of

the processes are strongly controlled both by the distance from the boundaries on which contact with fresh water occurs and by the stress states. At a short distance and at low stress levels, the reduction in concentration induces significant mechanical deterioration in the clays [DI MAIO et al., 1996].

### 3.2. Influence of pore fluid composition on clay behaviour and on landslides

That the reduction of pore solution concentration can cause loss of strength in clayey soils with negative consequences for slope stability is well known since several decades (e.g., BJERRUM and ROSENQVIST, 1956; KENNEY, 1967; MESRI and OLSON, 1970; SRIDHARAN, 1991; MOORE, 1991; MOORE and BRUNSDEN, 1996; DI MAIO, 1996a; 1996b; ANSON and HAWKINS, 1998; ROHAC et al., 2020; JAYATHILAKA et al., 2021; HOU et al., 2023). The concentration reduction makes non-expansive soils of marine origin such as Quick Clays metastable, to the point that modest local disturbances can induce the collapse of enormous volumes of soil (e.g., BJERRUM, 1954; MITCHELL, 1960; GEERTSEMA and TORRANCE, 2005; SOLBERG, 2024). In the presence of even small percentages of expansive minerals (10%-15% in dry weight), with a greater specific surface area, the processes induced by the reduction in concentration are different, they do not produce collapse of the soil structure but still produce reductions in shear strength such as to activate or reactivate landslide phenomena. This effect has been observed by various researchers (e.g., MOORE and BRUNSDEN, 1996; TIWARI and AJMERA, 2015; ZUO et al., 2020; ZHANG et al., 2009; ZHANG et al., 2013; WEI et al., 2024; DI MAIO et al., 2015; PICARELLI et al., 2021b; MARC et al., 2017; MEBRAHTU et al., 2021; SUWAL et al., 2024; SU et al., 2023). In addition to the reduction in strength, the ionic concentration decrease can produce more or less relevant volume changes, depending on the percentage of swelling minerals in the soil. If the percentage is higher than 10%-20%, the soil significantly swells. If swelling is prevented, very high osmotic pressures can develop [DI MAIO, 2001; GHAZALAM et al., 2022]. Both processes determine potentially negative effects on slope stability that add to those of shear strength reduction.

#### 3.2.1 SHEAR STRENGTH

For plastic and active clays, the influence of the pore fluid composition on the critical state curves is significant. Figure 38a shows the results of CiU triaxial tests performed on Bisaccia clay samples (characterized by  $c.f. = 65\%$  and  $w_L = 110\%$  in distilled water), reconstituted with distilled water and with 1M NaCl solution at the respective liquidity limits, isotropically consolidated and subjected to the deviator increase starting from the normal-consolidation conditions [DI MAIO, 2004]. The friction angle  $j_c'$  is  $10^\circ$  in distilled water and  $20^\circ$  in the solution saturated material. The most active materials from the Costa della Gaveta slope behave in a similar way, as shown in figure 38b by the results obtained for the material extracted from hole I12 ( $c.f. = 40\%$ ,  $w_L = 60\%$ ,  $w_p = 28\%$ ). These are expected results [DI MAIO and FENELLI, 1994; DI MAIO and ONORATI, 2000]. Less expected are the results obtained for the less plastic and less active soils of the slope, such as those extracted from hole S9 ( $c.f. =$

$35\%$ ,  $w_L = 47\%$ ,  $w_p = 25\%$ ). The critical state curves (Fig. 39) were determined for the material reconstituted with distilled water and with 0.5 M NaCl solution. A significant difference can be observed between the two lines: the friction angle  $\phi_c'$  increases from  $14^\circ$  to  $18^\circ$  as the pore solution concentration increases, despite the medium plasticity and the relatively small difference in ionic concentration.

From a practical point of view, the influence of chemophysical processes on the residual strength is of great interest, since this is the strength available along the slip surfaces of landslides that have undergone large displacements on regular surfaces, such as the deep one on the Costa della Gaveta slope. A number of shear tests was performed in the laboratory samples drilled from various parts of the slope. The Casagrande direct shear equipment and the Bishop and Bromhead annular shears were used; the tests were initially carried out at a controlled sliding speed ( $v = 5$  mm/min). Figure 40 shows that the results in the  $\sigma'_n - \tau_r$  plane. The residual friction angle  $j_r'$  of the less plastic material (S9) decreases with the ionic concentration  $c$  of the solution, it is  $j_r' = 13^\circ$  in a 1 M NaCl solution and  $j_r' = 9^\circ$  in distilled water. For more plastic materials (I15 and S5), the difference increases significantly: for the soils extracted from the S5 and I15 holes, it is about  $15^\circ$ - $17^\circ$  for the material reconstituted with 1M NaCl solution and  $4^\circ$  for the material reconstituted with distilled water! The latter is a particularly low value that is found in the upper part of the slope; on average, the soils of Costa della Gaveta reconstituted with distilled water, or exposed to it for a long time [DI MAIO 1998; DI MAIO et al., 2017], exhibit a friction angle in the range of  $6^\circ \leq j_r' \leq 8^\circ$ .

To simulate the effect of exposure to rainwater in the field conditions, controlled shear force tests were performed. Figure 41 shows the results of the tests performed on the material from borehole S9, characterized by  $c.f. = 45\%$  and  $w_L = 56\%$  with distilled water. Two specimens (P1 and P2) were reconstituted with and immersed in a 1 M NaCl solution. A third specimen (P3) was reconstituted with and immersed in distilled water. All the specimens were sheared until the residual conditions. Figure 41a shows the two residual strength lines thus obtained. Under  $\sigma'_n = 200$  kPa, the apparatuses of specimens P1 and P2 were modified to allow the application of controlled horizontal forces (Fig. 41b). The forces were applied in successive loading steps until an average tangential stress of 45 kPa was reached. This value is lower than the residual strength of the two specimens reconstituted with the saline solution ( $\tau_r \approx 55$  kPa), but higher than that of the specimen reconstituted with distilled water ( $\tau_r \approx 35$  kPa). Figure 41c shows the time trend of the shear displacements of the two specimens P1 and P2 following the application of the shear force. When the displacements, essentially sub-experimental, ceased, specimen P1 was exposed to distilled water while P2 remained in contact with the 1M NaCl solution. For specimen P2, no increase in velocity was recorded. On the contrary, following exposure to water, specimen P1 underwent shear displacements at rates of a few  $\mu\text{m}/\text{day}$  for about 70 days and subsequently with indefinitely increasing velocities (Fig. 42c). The interpretation of the results [DI MAIO and SCARINGI, 2016] led to the conclusion that the decrease in the pore solution concentration caused the decrease in shear strength which, in turn, caused the observed shear displacements. The strength decrease can be interpreted

with the same relationship  $\bar{\tau} - c$  (between the residual friction angle and the concentration of the pore solution) obtained in the controlled displacement tests in the absence of chemical gradients and in drained conditions. The phenomenon occurred under constant Terzaghi's effective stresses and therefore responds to the definition of creep usually accepted.

Turning to the effects of the processes described on the behaviour of landslides, figure 43 reports the residual friction angle  $\phi'_r$  as a function of the  $\text{Na}^+$  concentration for undisturbed and reconstituted samples of the Costa della Gaveta landslide and indicates the ranges of variation of  $\text{Na}^+$  and  $\phi'_r$  in situ. The residual friction angle  $\phi'_r = 12^\circ$  of the undisturbed soil sampled in the slip zone is very close to the mobilized friction angle  $\phi'_{mob}$  determined with a limit equilibrium method in 3D conditions, considering the hydraulic conditions closest to the experimental ones. This value is lower than the value available in the underlying parent formation ( $\cong 15^\circ$ ), and it can decrease for further pore solution dilution. Based on these experimental results, it seems reasonable to hypothesize that the slow reduction of ionic concentration in the pore fluid contributed to maintaining the landslide movement and that its further decrease could prolong its state of activity [DI MAIO et al., 2015]. If we consider the normal values of the ionic transport parameters in clayey soils, these would still be very slow processes and probably such as to make the current situation quasi-stationary, at least from the point of view of annual effects. In fact, in certain cases, even chemical effects could have seasonal trends. For example, seasonal variations in water content and degree of saturation produce simultaneous and significant variations in ionic concentration. Furthermore, some experimental data show seasonal variations in  $\text{Na}^+$  concentration along the slip zone of the Costa della Gaveta landslide that could induce significant variations in the safety coefficient of the landslide.

### 3.2.2 VOLUME CHANGE BEHAVIOUR

The influence of the pore fluid composition on the volumetric behaviour of clays can be visualized in a simple way in the sedimentation cylinders. Figure 43 shows the equilibrium sediment volumes of suspensions in distilled water and in saturated NaCl solution of a bentonite, a commercial kaolin, the clays of Costa della Gaveta and Bisaccia. With the same initial dry weight of soil and volume of the initial suspension, it is observed that the sediment volume of the bentonite, basically composed of swelling smectitic minerals, is greater in distilled water than in solution. The opposite behaviour is exhibited by kaolinite. The behaviour of the two natural clays is qualitatively similar to that of bentonite, even if less accentuated. To observe what happens at higher stress levels, it is sufficient to "reconstitute" [BURLAND, 1990] the material with a liquid content greater than the liquid limit  $w_L$  (determined with the same liquid) and subject it to an oedometric compression test, in contact with a liquid equal to the pore one. Figure 44 shows the results of oedometric tests performed on the Costa della Gaveta and Bisaccia clays reconstituted with distilled water and 1M NaCl solution. For both soils, the intrinsic compression curves in water remain much higher than those in the solution. During unloading, the soils reconstituted with water exhibit much greater swelling

than those of the soils reconstituted with the solution. If, in any loading or unloading phase, the specimens reconstituted with the solution are put in contact with distilled water, promoting ion outward diffusion, an osmotic swelling occurs which brings the void ratio to very high values. If the swelling is prevented, a swelling pressure develops which can reach very high values, as shown in figure 45 for two identical specimens of a sample from hole K4 ( $w_L = 60\%$ ) of Costa della Gaveta. The segment AB in figure 45a represents the swelling induced by exposure to water under constant external loads. Point D in figure 45b represents the pressure that was necessary to apply to the specimen exposed to water at point C to prevent it from swelling: it therefore represents its swelling pressure.

Similar tests were also performed on much less plastic soil samples. Figure 46 refers to the material from borehole S9 ( $w_L = 45\%$ ), reconstituted with 1 M NaCl solution, loaded, unloaded and then exposed to distilled water after swelling by unloading to 150 kPa. Many similar specimens were tested simultaneously in order to progressively dismantle them during exposure to distilled water and evaluate the ionic concentration of their interstitial fluid, both in the swelling phase and in the swelling pressure development phase. Figure 46a shows the swelling curve of one of the specimens and figure 46b the swelling pressure development of the twin specimen which was prevented from swelling. The two specimens exhibit swelling and swelling pressures lower than those of the K4 specimen but not negligible. Interestingly, the temporal developments of swelling and swelling pressure are very similar – despite being different processes – being governed by the same cause: the reduction of ionic concentration of the interstitial fluid. The secondary axis of the two diagrams shows the distribution of  $\text{Na}^+$  concentration along the height of the specimens during exposure to water. It can be observed that the concentration decreases over time in a similar way during the two types of tests. The phenomenon is well interpreted with an ionic diffusion model [PONTOLILLO, 2019].

With the experimental results of the material extracted from S9, GHAZALAM et al. [2022] modified and calibrated a constitutive model already proposed in the literature [LORET et al., 2002]. The constitutive relationship was implemented in a fully coupled finite element model that satisfactorily simulates the stress-strain phenomena observed in the laboratory chemo-mechanical tests shown above. A significant increase in horizontal stresses following exposure to distilled water during oedometric tests, even in the less swelling material, has been calculated. To evaluate the effects of chemically induced increase in horizontal stresses on landslides, a simplified analysis of a schematic slope was performed, in which the effects induced by osmotic phenomena on a landslide with a circular slip surface were simulated with an increase in soil temperature and an ad hoc calibration of elastic and temperature parameters. The results showed that variations in stress states can induce irreversible displacements if the slip surface is in residual conditions. This suggests that horizontal deformations that are chemically induced or, alternatively, the increase in horizontal stresses induced by preventing such deformations, can add to the effects of the reduction in shear strength caused by the decrease in pore ion concentration.

The field effects of chemical swelling can be observed in the earthflow originating from the Masseria Romaniello landslide.

Figures 47a-b show the I14 inclinometer profiles recorded over about 3 years in the slow phase following the strong slowdown and the temporal trend of the AD displacements. Figure 48c shows the water contents  $w$  of the samples extracted from the same hole in the post-paroxysmal phase. It can be observed that  $w$ , practically constant in the parent stable formation, increases significantly in the landslide body, reaching values possible only with the chemical interaction with rainwater. In the absence of such phenomenon, starting from the mechanical properties of the soil in concentrated NaCl solution, the trend of the field water contents evaluated in one-dimensional conditions would be represented by the black dotted curve. The effects of interaction with water are highlighted on the  $e-\sigma'_v$  plane in figure 48 which shows for a soil sample from 5 m depth: a) the intrinsic compression curves and unloading curves from 5000 kPa of the material reconstituted with distilled water and with a salt solution similar to the interstitial one, b) the loading and unloading curves of the undisturbed material put in contact with water. It can be observed that during unloading, the undisturbed specimen exhibited a significant swelling, unlike the specimens exposed to concentrated ionic solution. At 10 kPa, the cell water was renewed to induce further ionic diffusion out from the pores. This caused further swelling up to void ratios almost three times higher than the initial one. The figure also shows the experimental points obtained from figure 48d, representative of the conditions along the vertical I14. The points below the slip surface, indicated by black circles, are close to the unloading curve obtained in the salt solution. In contrast, the red points, representing the landslide material, are close to those obtained in the laboratory only by exposure to distilled water. Under these conditions, the earthflow exhibited a viscous liquid inclinometer profile (Fig. 47a).

In summary, the reduction of the ionic concentration of the pore fluid has contributed to the mechanical deterioration of the clays that outcrop on the slope. The strength parameters available in the subsoil, for the same lithology and mechanical conditions, are affected by the reduction of the ionic concentration of the pore fluid that occurred in the landslide body. In particular, the average residual friction angle in the landslide, which is the angle mobilized along the slip zone, assumes values much lower than those of the underlying formation, which in turn

are probably lower than those hypothesized for the original formation. The value of  $\phi'_r$  has therefore decreased due to the interaction with rainwater and is destined to decrease further, thus prolonging the state of activity of the landslide [Di MAIO et al., 2015]. However, the reduction of the ionic concentration does not only produce a reduction in resistance, it can in fact induce an increase in the swelling potential. This can manifest itself macroscopically with a strong increase in water content and a reduction in soil consistency to the point of making it behave like a viscous fluid. If swelling is prevented, the increase in swelling potential can modify stress states, always to the detriment of stability. Process times depend on the physical conditions of the soil, boundary conditions, and stress states. From a practical point of view, experimental results suggest avoiding direct contact of clayey soils with rainwater, especially in areas subject to recent stress decrease, such as in excavations, tensile fractures, and discontinuities affecting landslide bodies.

## Conclusions

In the XVI conference dedicated to Arrigo Croce, Augusto Desideri wrote "experimental evidence is and must be the solid basis from which to theoretical studies should start; it is and must be the element of comparison and verification of the validity of our theoretical models". The upper Basento valley is regarded as a natural laboratory for the study of landslides in structurally complex clayey formations. One of the typical slopes of the area is the Costa della Gaveta one. In this report, I wanted to share with geotechnical scholars and engineers the available data, in the hope that they can be useful in other geological contexts. The data revealed kinematic, hydraulic and chemo-mechanical aspects of the landslide behaviour that have proven useful for understanding the phenomena and for designing mitigation interventions. In summary, these are landslide in structurally complex clay formations, therefore very ancient and chaotically heterogeneous. The experimental data suggest that these two characteristics mean that a significant percentage of very chemically active clay minerals is present and that equally significant hydraulic discontinuities can form.