

ATTI DEI CONVEGNI DI STUDI

SUSCETTIBILITÀ, PERICOLOSITÀ
E RISCHIO DI FRANA
NELLA PROVINCIA DELLA SPEZIA

RISCHIO SISMICO
DEL TERRITORIO SPEZZINO

LA SPEZIA, SALA CONSIGLIARE DELLA PROVINCIA

17 MARZO 2009

19 GIUGNO 2009

a cura di Stefano Pintus

ACCADEMIA LUNIGIANESE DI SCIENZE “GIOVANNI CAPELLINI”

LA SPEZIA 2013

Prefazione

Il volume di memorie contiene le principali relazioni dibattute in due convegni di studio organizzati dalla Accademia in collaborazione con la Provincia e l'Ordine degli Ingegneri della Spezia. Il tema dei convegni riguarda argomenti di assoluta attualità, relativi al pericolo sismico del territorio e alla franosità e criticità dei terreni della Provincia della Spezia. Solo conoscendo la conformazione del suolo è possibile pensare di organizzare una precisa e necessaria prevenzione, particolarmente urgente se si pensa al notevole sconvolgimento del clima che a livello mondiale sta creando grandi difficoltà.

Per questi motivi l'Accademia si è fatta parte diligente nel coordinare questi convegni di studi a cui hanno partecipato i maggiori studiosi delle università limitrofe. I risultati meritano di essere resi disponibili alle autorità e ai tecnici per arrivare finalmente a programmare gli interventi necessari per garantire le popolazioni residenti. Le fragilità dei nostri terreni, nei confronti delle mutate condizioni climatiche e dei fenomeni sismici sempre presenti, sono le principali ragioni che ci hanno spinti a patrocinare queste interessanti tornate di studi.

L'Accademia ha sempre promosso studi e ricerche scientifiche del territorio: questo volume è LXXXI delle Memorie che, sino dal 1919, raccolgono i contributi dei migliori studiosi locali. In passato l'Accademia ha stampato, con l'autorizzazione ministeriale, alcune della Carte Geologiche Nazionali: in particolare il foglio 95 (La Spezia) e (Val Lima) nel 1935, il foglio 91 (Boves) e 92 (Albenga) nel 1937, il foglio 94 (Chiavari e Rapallo) nel 1939, tutti effettuati con l'apporto scientifico del socio accademico Domenico Zaccagna. Nel 2001 si è provveduto alla ristampa anagrafica della Carta Geologica del Golfo della Spezia e Val di Magra Inferiore del 1881 di Giovanni Capellini e nel 2011, in occasione delle Celebrazioni per i 150 anni dell'Unità d'Italia, si è provveduto alla ristampa anagrafica della Carta Geologica del Golfo della Spezia del 1863 sempre di Giovanni Capellini, che è anche la prima Carta Geologica Stampata dell'Italia Continentale.

Questo volume delle Memorie contiene anche il ricordo di due accademici il prof. Piero Elter ed il prof. Piero Zuffardi, di recente scomparsi.

Giuseppe Benelli
Presidente dell'Accademia
Lunigianese di Scienze "G. Capellini"

Presentazione del volume

Questo volume è stato concepito per ricordare due giornate di studio che hanno avuto per promotrice l'Accademia Capellini, coadiuvata dall'Amministrazione provinciale della Spezia e, nel caso della giornata sulla sismica, dall'Ordine degli Ingegneri della provincia spezzina. Vengono riportate solo alcune relazioni.

Entrambe le giornate si sono tenute presso il Salone Consigliare della Provincia la prima il 17 marzo 2009 avente per tema: Suscettibilità, Pericolosità e Rischio da frana nella Provincia della Spezia, la seconda il 19 giugno 2009 sviluppando il tema: Rischio sismico del territorio spezzino. Argomenti di grande attualità.

Il convegno sulle frane si è articolato in tre sessioni, la prima ha trattato alcune problematiche rilevanti nella provincia, ed è stata aperta dalla nota del Prof. Raggi che ha illustrato le caratteristiche geologiche e geomorfologiche provinciali in relazione all'instabilità dei versanti. Successivamente il gruppo di studiosi dell'Università di Pisa, coordinati dal Prof. Puccinelli, ha relazionato in merito all'imponente campagna di studi effettuati nell'area di Marinasco, a seguito di una convenzione stipulata con la Difesa del Suolo dell'ente provinciale, per lo studio e il monitoraggio di un'area, sulle colline spezzine, andata in crisi in concomitanza dei lavori per la realizzazione di una galleria per la variante Aurelia. I vari relatori succedutisi sul palco hanno illustrato le caratteristiche geologiche e geotecniche nonché le metodologie di indagine, di monitoraggio e di modellazione numerica attuate per consentire la realizzazione di alcuni interventi di consolidamento che mitigassero il rischio in superficie, in quanto l'individuazione di superfici di scivolamento profonde rendeva estremamente oneroso e probabilmente impossibile la messa in sicurezza generale.

Il prof. Giannecchini ha poi illustrato un interessante studio sull'individuazione di soglie pluviometriche critiche per l'innescò di frane, studio sviluppato nella Riviera di Levante.

Nel pomeriggio si è sviluppata la seconda sessione, avente per tema gli sviluppi futuri nell'analisi della pericolosità da frana con casi di studio e analogie con l'area spezzina con esame di frane in coperture detritiche e nelle coste alte mediante metodi deterministici e numerici.

Infine si è aperta la terza sessione che trattava le problematiche del territorio e la gestione delle risorse a cui è seguita una tavola rotonda con la partecipazione della Provincia, della Comunità Montana della Valle del Vara, dell'Autorità di Bacino del Fiume Magra e della Regione Liguria.

Condizioni metereologiche particolarmente avverse in un territorio con caratteristiche montane hanno innescato una miriade di frane che hanno colpito in particolare la viabilità ma anche le attività agricole. Il reperimento di fondi per gli interventi è sempre difficile, parziale e comunque ha dei tempi mai celeri, non è infrequente che i contributi arrivino dopo anni. Non si riesce a finanziare una manutenzione costante del territorio e quindi a fare prevenzione. Occorre reperire nuove risorse in particolare si cita la possibilità di utilizzare i proventi derivanti dal demanio idrico e dal riciclo dell'immane quantità di legname trascinato dalle acque. Un occhio alla vicina Toscana che una volta di più sembra collocarsi su un altro pianeta riuscendo a fare prevenzione e manutenzione negli alvei e sui versanti impiegando velocemente le risorse a sua disposizione.

Il secondo convegno ha sviluppato l'analisi della problematica sismica nel nostro territorio sotto l'aspetto normativo, geologico, ingegneristico. Inizialmente è stata inquadrata l'evoluzione della normativa, con particolare riferimento al D.M. 14 Gennaio 2008, successivamente sono stati definiti i caratteri geologici e strutturali del territorio in tema di pericolosità sismica, riportando i risultati di un approfondito studio per la valutazione degli effetti locali in occasione di eventi sismici, effettuato dall'Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra, per conto della Provincia della Spezia.

La relazione di questo studio è presente nel volume ed è anche l'unica a ricordare quella giornata. È stato trattato anche l'aspetto della vulnerabilità sismica degli edifici con oratori sempre dell'Università di Pisa della Facoltà di Ingegneria. Sono stati presentati esempi di interventi per la riduzione del rischio sismico nelle strutture.

Il volume si conclude con la commemorazione di due soci che hanno lasciato una traccia importante nel campo scientifico: il prof. Piero Elter e l'ingegnere Piero Zuffardi.

Stefano Pintus

Saluti

Arch. Marino FIASSELLA (Presidente Provincia della Spezia)

Per prima cosa saluto e ringrazio tutti coloro che hanno raccolto l'invito a partecipare a questa giornata di studio che mette a fuoco una tematica di grande rilevanza per un territorio fragile come il nostro. Il seminario sottolinea tra l'altro la stretta collaborazione esistente tra l'Amministrazione e l'Università di Pisa che insieme stanno lavorando ad un innovativo progetto sui territori a rischio sismico.

Il tema delle frane ci spaventa, basti pensare al fatto che sono stati stanziati finora 4 milioni di euro per affrontare situazioni di emergenza e che i Comuni ci hanno segnalato più di 300 frane. È evidente che si debba fare una riflessione sulla necessità di investire in prevenzione e manutenzione.

Faccio a questo proposito l'esempio del Comune di Calice che, in passato tra i più dilaniati del fenomeno franoso, vede oggi di molto diminuito il numero delle frane poiché è riuscito ad investire efficacemente in opere di manutenzione. La buona manutenzione e le opere preventive di controllo continuo degli attraversamenti, delle cunette e dei tombini sono il punto di partenza su cui strutturare un'attività di costante tutela del territorio e dei suoi punti più deboli. I fenomeni di medio bassa portata sono arginabili solo con una buona manutenzione.

Nel nostro bilancio di quest'anno ci sono già somme significative, molto più significative che negli anni precedenti per fare questa opera di manutenzione dei versanti che interessano in particolare le strade. È fondamentale infatti in primo luogo mantenere il reticolo stradale per la percorrenza e per raggiungere gli abitati. L'esempio di Calice al Cornoviglio cui mi riferivo prima è la dimostrazione che con una buona prevenzione si può arginare il problema derivante da fenomeni di medio-bassa portata ma sottolineo altresì la necessità di confrontarsi continuamente con le professionalità che lavorano e studiano il territorio da tutti i punti di vista.

Ringrazio a questo proposito l'Accademia Cappellini che ha messo a disposizione le sue e che dimostra, attraverso le parole di due rappresen-

tanti emblematici come l'Avvocato Bevilacqua e l'Ing. Antonelli, come il desiderio di conoscere e di sapere non abbiamo età. In questo senso devono essere davvero un esempio per ognuno di noi. Vi auguro buon lavoro.

Avv. Domenico Bevilacqua (Presidente Acc. Capellini)

Cari amici sono qui a rappresentare l'Accademia Cappellini e sono nella categoria, come avete visto, dei saluti. Intanto bisognerebbe intendersi qual è l'aspetto del saluto, se è semplicemente quello di dire che sono lieto di trovarmi qui mentre si discute di un problema particolarmente importante, e quindi un ringraziamento e un augurio che il problema possa essere risolto, e quello è in sé il saluto, ma io vorrei tanto che il saluto sia qualcosa di più, deve essere non solo l'augurio che il problema venga risolto ma partecipare, collaborare, perché il problema venga risolto. Intanto è importante che un'associazione intervenga per sentire le critiche e le soluzioni, ma molto più importante è che il suo apporto non sia limitato a ringraziarvi ma partecipare alla cosa.

Ringrazio quindi l'Amministrazione Provinciale che questo problema ha studiato e mette in via di soluzione, ringrazio coloro che a risolvere il problema danno forza, La nostra accademia, e ringrazio la Provincia che siamo messi tra i diretti collaboratori, vuole essere qualcosa di più, vuole essere appunto la collaboratrice coi suoi uomini, con i suoi tecnici, coi suoi accademici che si sono messi a disposizione della stessa Amministrazione Provinciale, che hanno quindi una partecipazione viva. Ecco la natura del saluto, non è semplicemente un ringraziamento alla Provincia e un ringraziamento a voi che siete intervenuti, ma è offrire, e già è offerta la collaborazione, perché il problema sia risolto. Questo ha un senso e una forza, e questo vuole essere l'ampiezza del saluto, non semplicemente ringraziarvi di trovarvi qui numerosi a sentire ma anche a dare dei suggerimenti. In questa sala ci sono certamente dei tecnici che potranno collaborare con suggerimenti, potranno dirci qualcosa di più della semplice esistenza del problema. Noi ne abbiamo preso atto e partecipiamo, partecipiamo direttamente, questa è la natura di quello che viene chiamato "saluto", è un augurio e una proposta e un'offerta di collaborazione intensa perché il problema sia risolto.

Questo vuole dire l'Accademia Cappellini che non è semplicemente una accademia di scienze, di studi, ma è una accademia che vuole studiare i problemi ma anche collaborare a risolverli, e noi le nostre forze, i nostri tecnici, sono a vostra disposizione.

Ing. Giotto Mancini (dirigente Settore Difesa del Suolo, Provincia della Spezia)

Mi riallaccio a quello che ha detto inizialmente il Dottor Pintus, facendo un breve excursus e quindi entrando un po' più nel merito dell'argomento che oggi trattiamo.

Questa giornata di studio riguarda, come avete visto anche dai titoli, la suscettività al dissesto dell'area spezzina e si faranno anche alcuni esempi, per esempio quello della frana di Marinasco ed altri, perché le aree a rischio di frana della provincia spezzina sono molteplici, come si può facilmente verificare nella cartografia della pianificazione di bacino consultabile anche nel nostro sito. Per esempio, citando quelle storiche: la frana di Castagnola, la frana del versante cosiddetto di Case Maestri, la frana di Caranza, la frana di Volastra e tante altre così come dopo di me il prof. Raggi sicuramente illustrerà nel suo intervento appunto sulla geologia e geomorfologia della Provincia della Spezia.

Le cause che possono innescare queste frane sono indubbiamente legate a tanti fattori, sappiamo che la nostra provincia è montuosa e collinare, con coste alte a strapiombo sul mare, per cui tante frane, per esempio parlando della costa, visto che si fanno anche degli esempi relativamente alla riviera spezzina, sono innescate anche dai movimenti marini che possono provocare erosioni al piede di queste pareti rocciose e poi quello che si definisce in termini tecnici debri flow.

Nella seconda sessione, nella fine della mattinata e nel primo pomeriggio sarà presentato uno studio interessante a cui noi come Settore Difesa del Suolo abbiamo collaborato insieme all'Università di Pisa, al Dipartimento di Scienze della Terra e ci terremmo che fosse anche ulteriormente sviluppato perché ci sono gli spazi per sviluppare maggiormente alcune tematiche.

Per ora è stato fatto uno studio pilota nella zona delle Cinque Terre per vedere quali sono le soglie di piovosità che possono innescare dei movimenti franosi, e direi che questo tema è abbastanza attuale anche in relazione ai problemi che si sono verificati a seguito dei recenti fenomeni atmosferici che si sono manifestati, fenomeni particolarmente intensi, tra novembre e febbraio in cui abbiamo avuto quantità di piogge considerevoli. E infatti si sono verificati dei movimenti franosi anche in zone che storicamente non avevano mai creato problemi, per cui nelle carte di pericolosità geomorfologia dei piani di bacino queste aree non sono considerate a rischio, eppure sono successi dei fenomeni anche importanti a causa del disfacimento dello strato superficiale che si è trasformato, si può dire in un fluido, in una fanghiglia, esprimendosi proprio in maniera grossolana, e

quindi questi avvenimenti ci devono far riflettere.

In termini di Protezione Civile ritengo che questo studio che ha messo a punto l'Università di Pisa sia foriero di ulteriori sviluppi. È molto interessante sapere con quale grado di piovosità una frana si può attivare, può avere una valenza non da poco in termini di Protezione Civile, specie quando abbiamo degli elementi a rischio come possono essere fabbricati, infrastrutture in genere, strade ovviamente.

Ritornando un attimo al discorso che faceva il Presidente che non è oggetto di questo intervento, è chiaro che per mitigare la possibilità del verificarsi di questi eventi franosi, uno dei sistemi è quello di fare una manutenzione ordinaria, una manutenzione mirata. Adesso esiste una legge regionale che ci consente di devolvere una parte cospicua dei proventi del demanio idrico in interventi di manutenzione del territorio. Parlando di manutenzione del territorio intendo anche la manutenzione dei corsi d'acqua che non è un elemento secondario visto e considerato che, anche recentemente, problemi ne ha creati molti. Basti pensare a quanto è successo nel tratto focivo del Magra in occasione della piena del venti gennaio, tra l'altro capitata in un periodo abbastanza anomalo perché a mia memoria non ricordo fenomeni di una certa rilevanza avvenuti nel periodo di gennaio. Si vede che sono in atto anche dei cambiamenti di carattere climatico che fanno riflettere.

Questo è un tema che esula dal convegno però, dicevo, queste attività di manutenzione ordinaria, laddove sono presenti insediamenti urbani, dove sono presenti infrastrutture, possono prevedere un intervento diretto della Provincia che ovviamente, come ha già accennato il Presidente, potrà eseguire interventi di manutenzione dei versanti solo dove ci sono delle proprietà provinciali, dove sono interessate delle strade provinciali, però già potere fare una regimazione delle acque, convogliarle in maniera corretta ad evitare dilavamenti dei versanti secondo me ridurrebbe molto il pericolo di franosità e l'esempio di Calice che ha citato il Presidente lo dimostra.

L'ultima parte della mattinata come accennavo prima sarà proprio dedicata, prima ancora della tavola rotonda, a un breve excursus sui fenomeni che si sono verificati nel periodo autunno inverno 2008 – 2009 a seguito di questi eventi alluvionali e, come avevo accennato in precedenza, alcuni anche abbastanza imprevisi, visto e considerato che erano zone classificate a rischio medio o medio basso.

Proprio ieri ho avuto un incontro con i rappresentanti di un comune che ha subito un fenomeno franoso piuttosto importante che interessa una viabilità sia provinciale che comunale e un gruppo di fabbricati e la zona, siamo nel bacino del Magra, stando alla carta della pericolosità geomorfo-

logica dell'Autorità di Bacino è una zona a rischio medio o medio basso.

Quindi, visto che ci sono questi fenomeni molto più intensi, visto che non solo le aree più vulnerabili possono venire interessate da movimenti franosi ma anche aree che presentano delle criticità meno spiccate, direi che su questo è importante fare una riflessione e, appunto, mettere a punto quelle metodologie sia per garantire una manutenzione mirata del territorio, sia in termini di Protezione Civile per vedere di tarare dei modelli sempre più attendibili che consentano di prevedere quando si può verificare un movimento franoso che può interessare appunto delle zone ad alta vulnerabilità. È chiaro che quando parliamo di frane entriamo in un argomento complesso legato all'evoluzione del territorio. Tanti movimenti franosi avvengono e noi non ne abbiamo neanche sentore perché magari si manifestano in zone totalmente disabitate ma è un bene che avvengano perché questo incrementa il trasporto solido dei corsi d'acqua e quindi l'apporto di materiale sulle spiagge e serve a riequilibrare una certa situazione erosiva.

Bisogna vedere il territorio come un'entità dinamica e non come un'entità statica, ma dove esistono delle attività di un certo peso, di una certa rilevanza dal punto di vista della vulnerabilità, è bene vedere di concentrare i nostri sforzi per evitare che si verifichino dei fenomeni di entità catastrofica.

Forse mi sono dilungato un po' troppo, per cui lascerei subito la parola al Prof. Raggi che riprenderà appunto questo tema delle caratteristiche morfologiche del territorio spezzino, la causa delle frane e poi citando il caso della frana di Marinasco che tutti conosciamo visto anche il decreto del presidente del consiglio che ha sancito lo stato di emergenza a Marinasco, a seguito del quale la Prefettura, in accordo con la Provincia e con il Comune della Spezia, ha messo a punto una serie di interventi che verranno illustrati nella successiva parte di trattazione. Si passerà infine a parlare del metodo a cui accennavo prima per la previsione dei movimenti franosi.

* * *

Le criticità geologiche del territorio della Provincia della Spezia

1 – INTRODUZIONE

Solo i tradizionali rilievi geologici di campagna condotti in modo accurato ed integrati con lo studio delle forme del terreno, con l'individuazione e l'analisi dei numerosi fattori di carattere geologico – strutturale ed ambientale che hanno guidato nel tempo l'evoluzione morfologica del paesaggio e che ancora oggi concorrono alla instabilità reale e potenziale delle aree, potranno consentire motivate valutazioni in merito alle criticità geologiche di ogni ambito territoriale e quindi permetteranno di definirne anche la propensione al dissesto idrogeologico. Lo studio geologico di campagna permetterà infatti di acquisire le indispensabili conoscenze sui caratteri litologici e sulla distribuzione areale delle rocce, sui rapporti di giacitura fra litotipi diversi, sulle strutture tettoniche di insieme e di dettaglio, nonché sull'estensione, sullo spessore e sulla composizione dei terreni di copertura. L'analisi litotecnica e geomeccanica degli affioramenti potrà definire il grado di fratturazione e di consistenza degli ammassi rocciosi anche in rapporto al loro stato di alterazione meteorica, fornirà inoltre le conoscenze utili a definire il tipo ed il grado di permeabilità di insieme delle formazioni geologiche e delle coperture, le modalità della circolazione idrica sotterranea, le principali linee di flusso ed i punti di emergenza delle acque.

I numerosi dati sperimentali in tal modo acquisiti consentiranno infine di elaborare, anche con l'ausilio di metodologie informatiche, un documento cartografico di facile consultazione e di univoca risposta, riferito alla effettiva *suscettibilità al dissesto idrogeologico* delle aree. Tale documento, oltre ad evidenziare le problematiche inerenti il controllo e la gestione del territorio, delle acque superficiali e della risorsa idrica sotterranea, potrà indirizzare i piani di coordinamento degli Enti territoriali e le scelte urbanistiche Comunali, fornendo altresì i dati tecnici di base per la progettazione preliminare di eventuali infrastrutture pubbliche e di opere private.

Si ricorda pertanto che un buon documento di sintesi sulla *pericolosità geomorfologica ed idrogeologica* di un territorio non può essere il risultato di un processo meccanico ed impersonale derivante dalla traduzione delle carte geologiche tradizionali in carte della suscettibilità al dissesto dei versanti, assegnando alle varie litologie i parametri fisico meccanici tratti dalla letteratura e definendo le suscettibilità al dissesto idrogeologico essenzialmente in funzione dell'acclività del terreno e di altre informazioni tratte dalla interpretazione delle carte topografiche, senza il supporto dei "dati sperimentali" sopra ricordati. Queste considerazioni valgono in modo particolare se riferite al territorio della Provincia della Spezia, caratterizzato da un paesaggio mutevole nelle sue forme in relazione alla notevole varietà dei tipi litologici affioranti anche in aree contigue, alla complessità dei processi geodinamici e morfogenetici che hanno guidato l'evoluzione paleogeografica e morfologica di questo settore appenninico compreso nella zona di transizione e di "incontro tettonico" tra il *dominio geologico toscano* ed il *dominio geologico ligure*.

Le note che seguono ricordano dapprima gli aspetti caratterizzanti il territorio provinciale, richiamano la complessa e lunga storia geologica dell'area spezzina, segnalano le più evidenti strutture tettoniche ed il loro significato morfogenetico, passano in rapida rassegna le rocce più diffuse nel loro modo di presentarsi in affioramento e quindi nelle loro reali condizioni di degradazione, ricordano infine le condizioni di equilibrio che più di frequente assumono i versanti incisi nei vari tipi litologici e le situazioni a maggiore criticità geologica. Il tutto allo scopo di segnalare i temi della ricerca geologico tecnica, geomorfologica ed idrogeologica da approfondire essenzialmente mediante i rilievi e gli studi di campagna, di evidenziare la complessità del lavoro di sintesi necessario per l'interpretazione e l'elaborazione dei dati di terreno, di suggerire quindi una motivata riflessione sulle metodologie da adottare per la definizione del *reale stato di dissesto idrogeologico* del nostro territorio.

Nelle more della pubblicazione la nota è stata aggiornata con alcune notizie riguardanti i maggiori eventi di dissesto accaduti negli ultimi anni.

2 – IL TERRITORIO DELLA PROVINCIA DELLA SPEZIA

La Provincia della Spezia ha un'estensione di circa 880 kmq all'estremità orientale della Liguria, comprendendo le dorsali montuose allungate parallelamente alla costa alta e rocciosa tra Deiva Marina e l'Isola Palmaria, l'arco collinare attorno al Golfo della Spezia terminante con il promontorio di Punta Bianca, la parte terminale della valle del Magra, un

breve tratto della costa bassa sabbiosa situata immediatamente ad Est della foce del fiume e, più all'interno, tutto il bacino imbrifero del Fiume Vara, raggiungendo in tal modo lo spartiacque appenninico nel tratto compreso fra il Monte Zatta ed il Monte Gottero.

Il territorio provinciale si sviluppa pertanto in un'area collinare e montuosa allungata parallelamente alla costa delle Cinque Terre e culminante con gli alti crinali appenninici alla distanza di poco più di 20 chilometri dal mare. Fanno eccezione alcuni lembi alluvionali lungo il medio e basso corso del Vara, la più ampia pianura formata dai depositi del Magra nel suo tratto prefociale e le ristrette aree pianeggianti sulla quale è sorta la città della Spezia; dal lato di Sud – Ovest si affaccia sul Mar Ligure per un tratto di circa 45 km, a Nord e Nord Est confina con la Regione Emilia Romagna, ad Est con la Toscana lungo lo spartiacque tra Vara e Magra ed al piede della dorsale pre – apuana. (Fig.1)

Il Golfo della Spezia costituisce un elemento morfologico caratteristico e di alto pregio paesaggistico, così come la riviera delle Cinque Terre ed il suo immediato entroterra, mentre la valle del Fiume Vara e le dorsali che la racchiudono offrono ancora molti aspetti suggestivi di un ambiente montuoso e collinare nel suo stato naturale.

La Spezia, Città capoluogo, è collocata sul fondo del Golfo omonimo e si estende sui colli retrostanti, così come sono intensamente urbanizzati i tratti costieri e collinari posti sui due lati della profonda insenatura marina.

Nella pianura alluvionale in sinistra del Fiume Magra è situata la Città di Sarzana e sulle alture che delimitano il tratto terminale dell'ampia vallata sono particolarmente evidenti, in posizione caratteristica e privilegiata, i nuclei abitati dei più antichi insediamenti.

Nella bassa Valle del Vara e nell'area di confluenza con il Magra sono oggi concentrate molte importanti attività artigianali e retroportuali dell'area spezzina, mentre risalendo il corso del Vara e dei suoi principali affluenti si fanno più rarefatti i centri abitati di fondovalle, quindi, ancora più a monte, sono defilati e scarsamente individuabili dal basso gli antichi borghi arroccati sulle pendici affacciate sull'asse vallivo.

La costiera che si estende da Portovenere a Monterosso attraverso le Cinque Terre merita un'attenzione particolare per i suoi singolari aspetti naturali ma soprattutto per i caratteristici terrazzamenti contenuti da chilometri di muri a secco.

3 – I TRATTI GEOLOGICO STRUTTURALI DEL TERRITORIO

Dato lo scopo essenzialmente applicativo di questa breve nota non mi soffermerò a descrivere nei dettagli le numerose formazioni rocciose pre-

sentì nel territorio della Provincia della Spezia ed a illustrare le complesse strutture tettoniche che le hanno coinvolte nel corso dei tempi geologici, ritenendo però indispensabile una breve sintesi stratigrafico strutturale che permetta di individuare sul terreno l'ordine di sovrapposizione degli strati di varia natura litologica nella loro originaria sequenza sedimentaria, dal basso verso l'alto, ma anche di segnalare le particolari giaciture e le deformazioni assunte dagli stessi strati a seguito delle grandi deformazioni della crosta terrestre, quali le pieghe a vario raggio di curvatura, le faglie con prevalente rigetto verticale, le fratture di taglio e di scorrimento tangenziale. Ciò potrà essere utile per una corretta valutazione di quei fattori geologico strutturali che possono condizionare la suscettibilità al dissesto, come ad esempio la diversa permeabilità ed alterabilità dei litotipi in successione dal basso verso l'alto e/o portati a contatto laterale a seguito delle dislocazioni tettoniche, così come la diversa risposta deformativa nei confronti degli stress tettonici e quindi il diverso comportamento meccanico dei pacchi di strati sovrapposti, ed altro ancora. Alcune brevi considerazioni riguarderanno infine i processi di meteorizzazione dei principali tipi litologici ed il significato delle coperture detritiche nel condizionare il dissesto idrogeologico.

Nel territorio spezzino affiorano tutte le rocce che formano l'ossatura del settore toscano e ligure dell'Appennino Settentrionale, dagli strati di filladi e di quarziti paleozoiche della parte estrema del promontorio di Punta Bianca, nelle quali si riconosce il basamento antico e metamorfico della catena montuosa, più ampiamente esposto nelle vicine Alpi Apuane, alle torbiditi arenacee di età cretacea e terziaria più frequenti alla sommità dei rilievi che contornano i bacini dei fiumi Magra e Vara, con le quali terminano le sequenze sedimentarie. Gli studi geologici più recenti attribuiscono le rocce dell'area spezzina a due diverse successioni o *serie sedimentarie*, a loro volta riconducibili a due grandi *ambienti paleogeografici* contigui ma tra loro assai diversi. Alla *Serie Toscana*, così definita in quanto le rocce più caratteristiche sono oggi particolarmente diffuse in quella Regione, viene riferita la potente sequenza dei depositi sedimentari caratterizzanti il fondo di un antico mare epicontinentale in progressivo approfondimento, appunto il *Mare Toscano* che dalla fine dell'era paleozoica lambiva il *paleocontinente* europeo. La collocazione paleogeografica della *Serie Ligure* è invece da ricercare in un dominio oceanico, posto sulla prosecuzione occidentale del *Mare Toscano*, nel quale le *rocce verdi* a composizione basaltica rappresentano alcuni lembi residui del fondale di un antichissimo ed oggi estinto *Oceano Ligure-Piemontese*.

Sul promontorio orientale del Golfo della Spezia il basamento della *Serie Toscana* è rappresentato dalle filladi paleozoiche di Ameglia e di

Bocca di Magra alle quali si sovrappongono i calcari marmorei di Punta Bianca. La successione prosegue con i conglomerati a ciottoli di quarzo, le quarziti e le filladi viola di età triassica ed a questi strati terrigeni di ambiente palustre e di piana fluviale si sovrappongono i calcari dolomitici grigi e nerastri riccamente fossiliferi a testimonianza di un mare poco profondo che nel mesozoico iniziava la sua trasgressione su di un lembo del continente Pangea. La sedimentazione carbonatica marina prosegue durante tutto il Mesozoico dando origine al potente pacco di strati calcarei della dorsale di Montemarcello.

Sul lato occidentale del Golfo della Spezia gli stessi calcari di età mesozoica formano le isole del Tino e della Palmaria, quindi si estendono da Portovenere al Monte Parodi, più oltre ancora raggiungono Pignone e Casale, per terminare infine preso l'abitato di Cassana, sempre sul versante interno della dorsale costiera. La successione stratigrafica prosegue con le argilliti e le marne siltose varicolori cretaceo-eoceniche (la *scaglia rossa toscana*), quindi termina con le arenarie torbiditiche in grosse bancate (il *macigno*) ed anche sottilmente stratificate come quelle che caratterizzano la costiera delle Cinque Terre (le *arenarie zonate* di Riomaggiore). All'Oligocene superiore le arenarie chiudono la sedimentazione nell'antico *Mare Toscano*.

La *Serie Ligure* si riconosce più tipicamente nei grandi ammassi di *ofioliti* caratteristici nella zona di Levante e del Passo del Bracco, nei monti di Maissana, nel territorio di Rocchetta Vara e di Zignago, oltre che nelle grandi estensioni di *rocce arenacee* ed *argillitico – marnose* diffuse nella media ed alta Val di Vara. Alle lave basaltiche sottomarine dell'antica dorsale oceanica si sovrappongono direttamente i sedimenti abissali silicei formati essenzialmente da resti di radiolari e di altri organismi a guscio siliceo (i *diaspri rossi* delle cave di Rocchetta Vara), quindi un consistente pacco di argilliti e siltiti con intercalazioni di strati calcarei ed infine l'*arenaria del Monte Gottero*, una potente successione di strati arenaceo siltosi, originati dalla decantazione di antiche torbide sottomarine, con i quali termina la sedimentazione nell'*Oceano Ligure – Piemontese*.

La *Serie Ligure* è in realtà costituita da due complessi sedimentari in parte eteropici e coevi ai quali corrispondono due sotto-unità tettoniche sovrapposte. L'unità inferiore (*Unità di Canetolo*) poggia direttamente sul *macigno* toscano ed è rappresentata essenzialmente da argilliti fissili con intercalazioni di strati e pacchi di strati calcarei ed arenacei, dello spessore complessivo di poche centinaia di metri. L'unità superiore notevolmente più potente (*Unità del Bracco*), è caratterizzata dalle grandi masse di *rocce verdi* sopra ricordate lungo l'allineamento Monterosso, Passo del Bracco, Maissana e più all'interno nella zona di Zignago – Beverone.

Queste rocce, ben individuabili in campagna per il loro aspetto massiccio e la tipica colorazione grigio verdastra, sono più conosciute con il nome di “*ofioliti*” e sono rappresentate dai tre termini caratteristici che in successione normale sono posti come di seguito: in basso le *serpentine*, quindi i *gabbri* ed infine i *diabasi*.

Come sopra ricordato sulle ofioliti poggiano i fanghi abissali diagenizzati a formare i *diaspri rossi* di età medio giurassica, quindi le argilliti siltose con intercalazioni di strati calcarei, più note come “*argille a palombini*” di età cretacea. La *Serie Ligure* termina con una potente successione di arenarie torbiditiche, talora di aspetto molto simile al *macigno* della *Serie Toscana*, attribuite cronologicamente al Cretaceo Superiore e conosciute nella letteratura geologica con il termine formazionale di “*arenarie del Monte Gottero*” dal nome della località tipo di affioramento.

Verso la fine dell’Era terziaria, a seguito degli imponenti scorrimenti tangenziali della crosta terrestre da Ovest verso Est, gli strati rocciosi del fondale oceanico ligure si sono accavallati su quelli del limitrofo mare toscano venendo a costituire un complesso edificio a falde di ricoprimento: in basso gli strati della *Serie Toscana*, al di sopra gli strati della *Serie Ligure*, entrambi notevolmente deformati e smembrati. Altre fasi di compressione e di raccorciamento crostale, che si sono succedute nel tempo, hanno ulteriormente deformato in blocco gli strati rocciosi delle due serie sovrapposte con pieghe molto complesse e con vario raggio di curvatura, sino alla individuazione di due “unità tettoniche”: in basso l’*Unità tettonica Toscana* corrispondente alle originarie rocce della *Serie Toscana*, al di sopra le *Unità tettoniche Liguri* riferibile appunto alla *Serie Ligure* nel suo complesso.

In conclusione i processi geodinamici traslativi hanno dato origine a deformazioni duttili degli strati rocciosi, a grande ed a piccola scala, con assi delle pieghe anticlinali e sinclinali allungati in direzione appenninica (NO–SE), generalmente con vergenza ad Est ad eccezione della grande anticlinale retroflessa del promontorio di Portovenere, la quale trova la sua spiegazione nelle fasi di chiusura della tettonogenesi.

Alle fasi tettogenetiche compressive ha fatto seguito una tettonica distensiva pleistocenica, alla quale è da riferire lo sprofondamento della piattaforma continentale e l’apertura del Mar Ligure attuale; le manifestazioni più evidenti di questa fase sono le faglie in direzione appenninica, pertanto sub parallele all’asse delle pieghe, spesso associate in fasci con vario rigetto e con struttura a gradinata; queste hanno ulteriormente movimentato le masse rocciose in alti e bassi morfostrutturali, esaltando le culminazioni assiali già definite dalle anticlinali. Le pieghe originatesi in regime di compressione crostale, così come le faglie distensive longitudinali,

sono inoltre intersecate da altre fratture trasversali di tipo trascorrente, i cui movimenti sono iniziati con tutta evidenza già nella fase di scorrimento tangenziale della crosta e verosimilmente ancora attivi in tempi geologicamente recenti. L'insieme dei processi geodinamici ha contribuito allo smembramento del territorio in blocchi rocciosi variamente deformati ed anche interessati da movimenti verticali di sollevamento ed abbassamento relativo anche fra blocchi contigui.

Le principali strutture tettoniche riconoscibili a grande scala nel territorio della Provincia della Spezia sono pertanto da ascrivere ad un insieme di pieghe anticlinali e sinclinali allungate in direzione appenninica, originatesi durante le fasi tectogenetiche di compressione e di raccorciamento crostale, quindi ristrutturata a seguito dei movimenti a blocchi lungo le faglie dirette distensive e le fratture ad esse trasversali, la cui attività si è protratta sino a tempi molto vicini a noi e forse attualmente solo quiescente. Ricordo sin d'ora come gli epicentri dei terremoti recenti interessanti la vicina Lunigiana e l'alta Garfagnana si possono individuare nella zona di intersezione fra le grandi fratture direzionali e le trascorrenti sinistre che dal Mar Ligure raggiungono il substrato della pianura emiliana. (Fig. 2)

Facendo un sintetico riferimento alle più evidenti morfostrutture dell'area spezzina, procedendo dal Mar Ligure verso l'interno si può riconoscere una prima dorsale montuosa allungata in direzione sub parallela alla linea di costa delle Cinque Terre, impostata sulla imponente anticlinale rovesciata ben riconoscibile negli strati affioranti dalla Palmaria sino a Carrodano. Questa grande struttura coinvolge tutte le rocce delle *Serie Toscana*, implicando in alcune sinclinali anche l'unità ligure inferiore (*l'unità di Canetolo*). La dorsale di Portovenere- Carrodano, già emersa nel Pliocene, ha subito sollevamenti sino a tempi recentissimi, verosimilmente ancora in atto, a seguito dei movimenti delle faglie dirette che la delimitano ai fianchi.

Il lato orientale della morfostruttura positiva è troncato da una imponente faglia diretta che, con rigetto di circa 2000 metri, separa il promontorio di Portovenere dalla profonda depressione del Golfo della Spezia e più a NO dalla struttura negativa della Val di Vara, quest'ultima corrispondente ad una blanda sinclinale sulla quale si è sovrainposta l'attività di due fasci di faglie convergenti verso l'asse della valle fluviale. Anche la dorsale in direzione appenninica che delimita dal lato di Nord Est la valle del Fiume Vara corrisponde ad un insieme di anticlinali vicarianti che vanno dal Monte Cornoviglio al Monte Antessio.

Sul lato orientale del Golfo della Spezia il promontorio di Punta Bianca rappresenta l'alto strutturale più significativo in quanto porta in affioramento alcuni termini antichi della *Serie Toscana* e le rocce metamorfiche

del basamento paleozoico; qui la struttura è ancora una anticlinale solo leggermente asimmetrica, con forte immersione assiale verso NO, delimitata ai fianchi da faglie dirette.

Poco ad Est segue la più ampia depressione della bassa Val di Magra originata anch'essa da due sistemi di faglie dirette convergenti verso il basso con fortissimi rigetti.

4 – LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

La morfologia del territorio provinciale è molto varia riflettendo con tutta evidenza la complessità litologico strutturale e l'insieme dei numerosi processi evolutivi controllati sino a tempi recenti dai movimenti neotettonici dei grandi volumi rocciosi.

Le grandi strutture a piega e le faglie direzionali hanno dato l'impronta ad un primitivo paesaggio verosimilmente caratterizzato da dorsali e depressioni allungate in direzione NO-SE, mentre i successivi movimenti di sollevamento ed abbassamento fra blocchi contigui, delimitati in senso trasversale anche dalle faglie trascorrenti, nel corso del tempo hanno guidato l'evoluzione morfologica e lo sviluppo del reticolo idrografico, favorendo anche la formazione di ampi bacini lacustri e palustri interni e costieri, oggi del tutto estinti.

Le oscillazioni eustatiche del livello del mare, i movimenti di sollevamento e di abbassamento relativo delle terre emerse, l'erosione, il trasporto ed il deposito delle acque superficiali, l'azione della gravità, l'attività sismica ed i processi morfogenetici minori di tipo climatico ed ambientale hanno contribuito al modellamento della linea di costa e dell'entroterra, quindi hanno dettagliato le forme del paesaggio attuale.

Per i loro tratti morfologici si possono pertanto individuare alcune aree caratteristiche.

4.1 – *La costiera delle Cinque Terre*

L'orientamento in direzione appenninica della linea di costa è sicuramente da mettere in relazione con le fratture di distensione che in tempi geologici recenti hanno dato luogo allo sprofondamento della piattaforma continentale, mentre le modeste insenature ed i promontori, più tipicamente quello di Punta Mesco, sono da riferire alle dislocazioni trasversali dei blocchi rocciosi ed a un insieme di altri fattori di ordine litologico strutturale.

Le forti inclinazioni nella parte medio – bassa dei versanti a mare e la notevole altezza delle falesie attive, trovano una spiegazione nella loro recente origine a seguito dell'innalzamento del livello marino dopo la fine

dell'ultima glaciazione Würmiana, nel progressivo e continuo sollevamento della dorsale costiera, forse ancora in atto, nelle sfavorevoli condizioni di giacitura degli strati e nella loro facile tendenza alla frammentazione, nell'azione del moto ondoso particolarmente energica data l'esposizione della costa verso SO (Fig. 3). La sensibile energia del rilievo può trovare conferma nei brevi e ripidi solchi torrentizi e nei valloni in erosione attiva che si affacciano sul mare al di sopra di un gradino in roccia, spesso coincidente con uno specchio di faglia, anche profondamente inciso nella falesia attualmente battuta dal moto ondoso.

Dall'Isola del Tino alle "bocche" di Portovenere e da qui sino al vallo-
ne dell'Albana, sull'alta costiera affiorano con continuità i calcari mesozoici della *Serie Toscana*, dapprima con le caratteristiche grosse bancate dolomitiche di colore grigio – biancastro, seguite dagli strati calcarei grigi e nerastri della Grotta Byron e dai calcari marnosi a lastre alla base del Muzzerone (Fig.4), infine dalle radiolariti e dalle marne varicolori che formano la parte inferiore della falesia nella località "le rosse". Oltre la Punta del Persico e sino a poco oltre Vernazza lungo la costa sono bene esposte le "arenarie zonate" sopra ricordate, mentre, superata la baia di Monterosso, alla radice del promontorio del Mesco si incontrano dapprima le "ofioliti" e quindi gli evidenti strati arenacei che si immergono sotto il mare verso ponente, appartenenti alla citata formazione dell'*arenaria del Monte Gottero* (Fig. 5).

4.2 – La parte alta della dorsale costiera dal lato del Mar Ligure

Le forme che i versanti assumono al di sopra del ciglio di erosione attiva e spesso retrogressiva, sono quelle caratteristiche delle rocce siltoso arenacee appartenenti alla formazione del *macigno* modellate in prevalenza dagli agenti meteorici e dalle acque superficiali. Al di sopra dei 250-300 metri sul livello del mare le forme di frana sono rare e per lo più interessano i terreni di copertura, l'inclinazione media del pendio è dell'ordine dei 20-25 gradi sull'orizzontale, ma sono frequenti anche i vasti ripiani con tutta evidenza riferibili ad antichissimi terrazzamenti alluvionali e marini sollevati in blocco a seguito dei movimenti neotettonici (Fig. 6).

Fino a Vernazza lungo la costa e sino alla valle di Ferriere più all'interno, affiora in prevalenza l'*arenaria macigno* nelle sue facies a dominante siltosa, mentre solo in corrispondenza di una stretta fascia che corre parallelamente alla linea di riva e coincidente con il nucleo di alcune strette sinclinali degli strati arenacei vengono in affioramento anche le argilliti liguri dell'"*unità di Canetolo*".

Nel territorio di Levanto, di Framura e di Deiva affiorano più diffusamente le rocce che testimoniano l'esistenza del ricordato *Oceano Ligure*

Piemontese. Sono qui caratteristici i grandi ammassi di “*rocce verdi*” a composizione basaltica che risaltano nelle forme più aspre del terreno, in particolare le peridotiti ed i gabbri dell’antico fondale marino, i diabasi risaliti in forma di intrusioni magmatiche attraverso le fratture di una antica dorsale medio oceanica, le breccie ofiolitiche esplosive note con il termine locale di “*rosso Levante*”, i sedimenti abissali dai quali hanno tratto origine le radiolariti rosse (più note come *diaspri*), le argilliti fissili con interstrati calcarei (le “*argille a palombini*”), queste ultime particolarmente evidenti nelle vaste aree di versante debolmente acclivi e variamente ondulate e nelle quali sono estese le colate gravitative di antica origine, in parte ancora attive.

4.3 – *Il promontorio di Portovenere dal lato del Golfo della Spezia.*

Sul lato della dorsale costiera rivolto a NE, nel tratto che va da Portovenere a Casale, l’aspetto di insieme del paesaggio è quello tipico delle rocce calcaree del mesozoico “*toscano*”, con versanti anche ripidi, fondi vallivi profondamente incassati e cime tondeggianti a testimonianza di un antico carsismo in condizioni climatiche subtropicali. Le più evidenti rotture del pendio sono da associare alle fratture distensive appartenenti alla gradinata di faglie che scende verso il Golfo della Spezia ed ai processi erosivi delle acque di un *paleoVara* la cui foce si doveva trovare molto più al largo sulla prosecuzione del golfo attuale. Le numerose superfici terrazzate in roccia, ben riconoscibili a varie altezze anche sulle pendici nord-orientali della dorsale costiera, sono infatti da interpretare come spianate d’erosione marina e/o fluviale, sollevate a seguito dell’attività neotettonica. Il carsismo epigeo è testimoniato anche da numerose *doline* e *polje* oltre che dalle diffuse forme superficiali minori; ricordo a questo proposito gli inghiottitoi e le grotte collegate con la circolazione carsica profonda la quale trova la sua scarica nelle *sprugole* della piana spezzina e nelle *polle* sottomarine della parte più interna del Golfo, come la più caratteristica *polla di Cadimare* scomparsa sotto i riempimenti a mare effettuati durante la costruzione dei bacini dell’Arsenale Militare.

4.4 – *La depressione del Golfo della Spezia*

Le colline tutto attorno al Golfo mostrano i tratti morfologici da porre in relazione con la locale litologia del substrato roccioso: pendii relativamente ripidi e valli torrentizie profondamente incassate sul lato di ponente dove affiorano le rocce calcaree mesozoiche, forme relativamente più dolci a Nord e Nord Est dove prevalgono le formazioni arenacee, argillitico silteose e filladico quarzitiche (Fig. 7). Ad Est del Golfo ancora i calcari raggiungono il mare con una ripida falesia attiva.

Alcune rotture di pendio riconoscibili sui versanti dell'arco collinare alle spalle della Città, particolarmente più evidenti in forma di scarpate, contropendenze e pianori sui versanti in arenaria da Marinasco a Sarbia, e fra Montalbano ed Isola, testimoniano alcuni antichi scoscendimenti rotazionali di grandi masse rocciose con le dinamiche tipiche delle “*deformazioni gravitative profonde di versante*”. Tali grandiosi dissesti avvenuti in un lontano passato, possono trovare la loro spiegazione oltre che nell'assetto strutturale scompaginato delle arenarie, di sovente ridotte allo stato di una breccia incoerente sino alla profondità di 20-30 metri, anche in una più attiva energia del rilievo in fase di sollevamento tettonico, con un livello del mare più basso dell'attuale ed in condizioni ambientali e climatiche particolarmente favorevoli all'azione della gravità e dell'erosione. I materiali detritici che hanno tratto origine dalla degradazione delle arenarie e da questi antichi dissesti hanno poi alimentato il trasporto di massa lungo i versanti e gli impluvi maggiori; oggi si ritrovano quasi con continuità lungo il piede delle colline ed anche insinuati nelle parti terminali delle valli torrentizie al loro sbocco in pianura in forma di coni detritico colluviali ciottoloso sabbiosi e di colate fangose limo sabbiose di colore bruno rossastro.

È inoltre da segnalare la continuità morfologico strutturale tra il Golfo della Spezia e la media valle del Fiume Vara attraverso il basso e piatto crinale che dalla Foce si estende verso Est. Ciò ha fatto prospettare l'ipotesi che in un lontano passato, e con un livello di base più alto di quello attuale, il corso di un antico corso d'acqua, appunto il *paleoVara*, potesse raggiungere il mare sulla prosecuzione della depressione morfostrutturale che ha dato origine al golfo stesso, seppure con una foce situata molto più a Sud rispetto alla linea di riva attuale.

4.5 – *Il promontorio di Lerici–Punta Bianca dal lato del Golfo*

L'ossatura calcarea del promontorio si manifesta nelle ampie e spettacolari forme carsiche sulla dorsale della Rocchetta – Montemarcello, tra le quali sono da segnalare le grandi doline, le spianate ed i campi a massi scolpiti dal tempo, oltre che nell'acclività dei versanti affacciati sul Golfo della Spezia, particolarmente accentuata nei tratti ove il pendio è intersecato dalla fratture distensive subverticali con immersione verso il mare.

La più minuta frastagliatura della costa fra Lerici e Tellaro è da riferire, oltre ad alcuni fattori insiti nella complessa struttura tettonica locale, anche alla presenza lungo la parte bassa del pendio di alcuni affioramenti di breccie ad elementi carbonatici di scarsa consistenza, delle argilliti varicolori e delle arenarie siltose più facilmente aggredibili dall'erosione marina ed anche soggette agli scoscendimenti gravitativi. Da Tellaro a Punta

Bianca, ove più importante è l'azione del moto ondoso proveniente dal settore di Libeccio, la costa alta è molto ripida e la falesia è per lo più attiva e con vistose forme di degradazione, solo in alcuni tratti gli accumuli detritici al piede della falesia hanno dato origine a strette spiagge ciottolose, la cui esistenza è peraltro legata ai delicati equilibri della idrodinamica costiera.

Sono qui particolarmente evidenti alcune antiche frane di crollo, facilitate nella zona di distacco dalle fratture beanti che hanno sezionato l'ammasso roccioso in grandi volumi instabili, si possono riconoscere alcuni specchi di faglia riesumati dai crolli della roccia, seguiti fino al mare da imponenti pietraie costellate di massi solo appoggiati sul ripido pendio in condizioni di precario equilibrio.

4.6 – *Il promontorio di Punta Bianca dal lato del Fiume Magra*

Fra Punta Bianca ed il centro storico di Ameglia, sul lato orientale del promontorio, sono evidenti i marker morfologici di alcune antiche “*deformazioni gravitative profonde di versante*”, qui favorite dalle frequenti alternanze fra strati quarziticci competenti e strati di filladi scistose ed anche argillificate, oltre che dalle frequenti fratture distensive disposte a gradinata con immersione nel senso del pendio e dal probabile sollevamento della dorsale in tempi recentissimi. Attualmente si segnalano solo locali riprese di movimento limitate alle coperture detritiche.

4.7 – *La parte inferiore della Valle del Magra*

Corrisponde ad una ampia depressione morfotettonica con fondo piagneggiante. Ad Ovest i versanti collinari, a tratti anche scoscesi, raggiungono direttamente la piana alluvionale, l'alveo del fiume si sviluppa lungo il piede del rilievo secondo un motivo che verosimilmente è favorito dai recenti movimenti delle faglie che delimitano il graben da questo lato.

Ad Est la dorsale che borda la depressione si raccorda con più gradualità alla piana alluvionale di fondovalle attraverso una fascia di ripiani terrazzati formati dai depositi fluviolacustri pleistocenici e dai conii detritico-alluvionali più recenti, estesi con continuità fra Santo Stefano Magra ed il piano di Ortonovo.

Il settore costiero della piana del Magra è sicuramente interessato da fenomeni di subsidenza dovuti all'abbassamento del fondo in roccia ed alla compattazione del forte spessore di sedimenti recenti, marini, lacustri, palustri e fluviali. La subsidenza della fascia costiera, unitamente alla risalita del livello del mare, all'azione delle correnti di deriva litoranea ed allo scarso apporto solido del fiume, attualmente favoriscono l'arretramento della costa sabbiosa. Un altro sentito problema interessa l'ingressione

dell'acqua salmastra dell'estuario nelle falde alluvionali ad esso adiacenti, attualmente sino all'altezza di Romito.

4.8 – La media ed alta Val di Vara

La blanda sinclinale lungo la quale si è impostata la valle del Vara è delimitata ad occidente dall'anticlinale costiera e dal lato opposto da una più complessa struttura positiva che separa il bacino idrografico del Vara da quello del Magra.

Dove affiorano le arenarie, siano esse riferibili al *macigno* come all'*arenaria del Gottero*, le forme di insieme del terreno sono pressoché simili anche nei valori dell'inclinazione media dei versanti e nel profilo dei crinali, le più importanti rotture di pendio coincidono con le linee di frattura per faglia, l'approfondimento di alcune valli torrentizie, spesso incassate nella roccia, testimonia la recente attività erosiva delle acque fluenti ed una attiva energia del rilievo. Dove affiorano più diffusamente le argilliti della *Serie Ligure*, accompagnate da grandi masse di pietre verdi e di diaspri, come nell'alta valle tra Varese Ligure e Maissana, nella media valle tra Zignago, Rocchetta e Cavanella di Vara, sono caratteristiche le forme dolci interrotte dai grandi spuntoni di *rocce verdi* tra le quali spiccano il Monte Dragnone, le Gruzze di Veppo e di Beverone.

Il Vara segue il fondo della depressione da NO a SE con leggere divagazioni e locali anse profondamente incise nell'arenaria, mentre il reticolo idrografico degli affluenti è guidato dalle principali fratture antiappenniniche e da altri fattori di ordine litologico.

Alcune significative linee tettoniche trasversali interrompono la continuità delle strutture direzionali, movimentando il fondo della depressione lungo la quale si è impostato il corso del fiume e dando origine locali allargamenti vallivi entro i quali in un lontano passato si sono insediati piccoli bacini palustri.

5 – ALCUNI CENNI SULLE CARATTERISTICHE TECNICHE DEGLI AMMASSI ROCCIOSI

L'individuazione del grado di pericolosità geomorfologica e di suscettibilità al dissesto di un territorio di notevole estensione richiede necessariamente l'adozione di un metodo di indagine che per mezzo di rilievi e di analisi sul terreno, supportati da valutazioni geologiche a più ampio respiro, permetta l'acquisizione dei fattori determinanti le proprietà meccaniche di insieme degli ammassi rocciosi ma anche la definizione del loro stato di equilibrio nelle condizioni morfologiche ed ambientali nelle quali oggi questi si trovano. Tale processo conoscitivo, che è proprio della ricer-

ca geologica di tipo applicativo, non può limitarsi pertanto alle sole definizioni strumentali delle proprietà fisico meccaniche delle rocce, queste ultime necessarie e talora anche indispensabili per la soluzione di particolari problemi geotecnici, ma dovrà essere rivolto anche all'analisi dei fattori di carattere litostratigrafico, strutturale, idrogeologico, morfologico ed ambientale predisponenti il dissesto, ricavabili direttamente dall'esame degli affioramenti e dall'interpretazione delle forme del terreno, con il supporto di attente riflessioni e valutazioni di tipo paleogeografico, ricercando ove possibile le tendenze evolutive dei processi e delle forme anche in funzione delle mutevoli condizioni climatiche. Pertanto, seguendo la successione geometrica delle unità litologiche come sopra descritta ed anche con riferimenti a luoghi ed a situazioni caratteristiche, vengono presi in esame gli ammassi rocciosi e le associazioni dei litotipi che più di frequente si incontrano nel territorio della Provincia della Spezia, viene commentato il comportamento meccanico che a questi può essere assegnato anche in funzione delle loro condizioni genetiche e della loro storia geologica e morfologico – evolutiva. A tale scopo verranno fatti alcuni cenni alla composizione mineralogica delle rocce, alle condizioni in cui si sono formate e trasformate nel corso del tempo, esaminando il comportamento meccanico degli ammassi rocciosi anche in riferimento al grado di alterazione, alla presenza delle discontinuità stratigrafico-strutturali ed a quant'altro concorra alla modificazione della loro originaria compagine di insieme.

5.1 – *Le filladi-quarzitiche*

Sono presenti sul lato orientale del promontorio di Montemarcello tra Ameglia e Punta Bianca, sulle colline della Val di Lochi e di Pitelli e lungo una sottile fascia costiera tra Ruffino e Lerici. Cronologicamente sono riferibili ad un periodo di tempo compreso tra il Paleozoico superiore ed il Trias, quindi da collocare nella parte basale della “*Serie Toscana*”. Le filladi, le metasiltiti e le arenarie quarzitiche derivano dalla litificazione degli antichi depositi argillosi e limo-sabbiosi di ambiente palustre e fluviale e dal loro successivo metamorfismo regionale che ha ricristallizzato i fillosilicati in minute lamine di sericite conferendo alla roccia una tessitura scisto-sa, intersecata poi dalle fratture di carico molto ravvicinate. In affioramento l'originario colore grigio-viola della “*roccia sana*” è variato in giallo bruno per ossidazione.

La complessità delle vicende tettonico-strutturali che hanno coinvolte queste rocce nel corso della loro lunga storia geologica, dagli scorrimenti tangenziali che hanno portato alla individuazione di scaglie sovrapposte e delimitate da superfici di taglio anche molto estese, alla fatturazione per

carico dei livelli più rigidi, all' intenso piegamento degli strati più duttili, alla formazione di superfici di clivaggio, alla successiva fratturazione dovuta alle faglie estensionali ed alle diaclasi ad esse associate, hanno comportato un sensibile decadimento della compagine originaria dell'ammasso roccioso, più marcato nella sua parte superficiale dove l'alterazione meteorica ha disgregato le quarziti ed argillificato le filladi. La scarsa permeabilità del complesso roccioso è limitata alle bancate quarzitiche fratturate di maggiore spessore, mentre il suo grado di consistenza è da valutare come *mediamente scadente*, pertanto la *suscettibilità al dissesto di grado medio-alto*.

5.2 – I calcari

Appartengono a questo gruppo le formazioni carbonatiche di età mesozoica della “*Serie Toscana*” affioranti nel promontorio di Punta Bianca tra Montemarcello e Pugliola e, più diffusamente, nella parte interna della dorsale costiera a ponente del Golfo della Spezia da Portovenere a Biassa e più a NO da Riccò a Pignone e Cassana. Nella parte inferiore della successione prevalgono i calcari grigio scuri e nerastri, tipici della Grotta Byron, quindi i potenti strati di calcari dolomitici biancastri e grigi del Monte Muzzerone e della Castellana, bene esposti sulla falesia occidentale della Palmaria, seguiti da strati calcarei calcareo marnosi più sottilmente stratificati ed intercalati a sottili livelli marnoso – argillitici. Le grosse bancate hanno un aspetto relativamente integro e solo localmente sono intersecate da fratture serrate, mentre gli strati più sottili sono vistosamente e variamente ripiegati ed interessati da varie lineazioni di clivaggio oltre che dalle diaclasi associate alle faglie dirette. Gli ammassi calcarei sono ovunque interessati da un carsismo di stadio avanzato, caratterizzato da vistose ed ampie forme superficiali oltre che da strutture ipogee che si sviluppano attraverso cavità e condotti sotterranei; questi hanno dato origine ad una circolazione idrica profonda e molto complessa. Si ricordano a questo proposito le *doline* particolarmente evidenti nell'area della Rocchetta, tra San Benedetto e Riccò del Golfo, gli inghiottitoi presso Campastrino, le grotte, le *sprugole* nella piana della Spezia e le *polle* sottomarine lungo la costa di ponente del Golfo.

Utilizzando i parametri usualmente considerati per la classificazione geomeccanica degli ammassi rocciosi, ai calcari massicci o stratificati in grosse bancate sono da assegnare caratteristiche meccaniche “*buone*”, solo “*discrete*” dove i calcari sono più sottilmente stratificati ed intercalati a marne. In ogni caso le rocce carbonatiche mesozoiche dei dintorni della Spezia non presentano caratteri di insieme predisponenti il dissesto dei versanti anche dove le discontinuità sono più frequenti e le forme del ter-

reno più aspre, pertanto le aree di affioramento di queste rocce sono da classificare da *stabili a bassa suscettibilità al dissesto*.

5.3 – Le arenarie

Il *macigno* della *Serie Toscana* e l' *arenaria del Monte Gottero* della *Serie Ligure* sono le rocce più diffuse nelle aree collinari e montuose del territorio provinciale. Pur essendo di età diversa le due formazioni arenacee sono molto simili, sia per la natura dei granuli, sia per la matrice marnoso siltosa, sia per i caratteri genetici e sedimentologici, tanto che non è sempre possibile una loro netta distinzione alla scala dei singoli affioramenti. Gli strati di arenaria mostrano di frequente la tipica classazione gravitativa degli elementi clastici, più spesso costituiti da quarzo, feldspati e mica bianca, e sfumano verso l'alto in un livello argillitico siltoso. Le strutture sedimentarie sono infatti quelle tipiche dei depositi torbiditici, formati da alternanze fra strati di sabbia e di argilla siltosa, originati dalla decantazione dei flussi sottomarini di ingenti masse di detriti al diminuire dell'energia e della velocità della corrente.

Il *macigno* si presenta con due facies litologiche bene distinguibili: nella parte basale della successione prevalgono le bancate e gli strati di arenaria a grana grossa alternati con una certa regolarità a livelli di siltiti marnose, mentre nella parte superiore sono prevalenti le “*arenarie zonate*” (Fig. 8). Queste ultime sono ben riconoscibili lungo la costa delle Cinque Terre per la notevole regolarità nello spessore degli strati di arenaria a grana fine, con varia tonalità del colore grigio dovuta al diverso contenuto in frustoli vegetali carboniosi e laminette di muscovite. Verso l'alto della successione le arenarie zonate fanno transizione con un potente pacco di siltiti grigio-verdastre contenente straterelli arenacei, con le quali termina la *Serie Toscana*.

L' *arenaria del Monte Gottero* è più omogenea nei suoi aspetti di insieme, ove questi si manifestano nelle sequenze ritmiche fra gli strati di grosso spessore con i livelli arenacei progressivamente più sottili intercalati a marne e siltiti marnose (Fig.9).

Per il loro comportamento fragile gli strati di arenaria sono di frequente intersecati da fratture di tensione con varia orientazione e spaziatura, oltre che da superfici di scorrimento tettonico alle quali si associano livelli di brecce, più frequenti all'interno dell' *arenaria del Monte Gottero*. L'alterazione meteorica è generalmente di grado elevato, talora sino alla completa disgregazione della roccia in un sabbione limoso sino alla profondità di tre-quattro metri dal piano campagna, anche più sotto qualora le fratture beanti permettono l'infiltrazione delle acque meteoriche. Si ricorda che un medio-basso grado di permeabilità secondaria delle forma-

zioni arenacee nel loro assetto stratigrafico -strutturale è più di frequente limitato alla profondità di 15-20 metri dalla superficie topografica, ma in corrispondenza di importanti superfici di frattura tettonica le acque di infiltrazione possono raggiungere profondità anche maggiori.

La presenza delle frequenti discontinuità variamente orientate e delle fratture anche contenenti materiale argilloso nel loro interno, unitamente al grado di alterazione generalmente elevato sui versanti poco acclivi, portano a definire come “*discreta-scadente*” la classe geomeccanica degli ammassi arenacei, pertanto la *suscettibilità al dissesto di grado medio-alto*, da definire nei dettagli in funzione delle locali condizioni strutturali e di degradazione meteorica.

Le coperture detritiche, molto diffuse anche con forti spessori dove i materiali di alterazione sono stati accumulati dalle acque superficiali e dalla gravità, sono spesso coinvolte dalle frane attuali, pertanto la loro presenza condiziona in modo negativo il grado di suscettibilità al dissesto delle aree con substrato arenaceo.

5.4 – *Le argilliti e le marne siltose fissili con intercalazioni calcaree ed arenacee*

Per la loro diffusione superficiale caratterizzano le aree di affioramento delle due sottounità nelle quali è suddivisa la *Serie Ligure*: le argilliti dell'unità inferiore poggiano direttamente sul *macigno* e talora sono coinvolte nelle strutture a piega dell'arenaria stessa, mentre le argilliti dell'unità superiore, originariamente interposte fra i *diaspri* e l'*arenaria del Monte Gottero*, sono coinvolte nelle deformazioni strutturali dei complessi rociosi a grande e piccola scala venendo in tal modo a formare anche il locale substrato dei grandi ammassi di *rocce verdi*. Le argilliti, le siltiti e le marne siltose hanno sempre una facile tendenza a suddividersi in scaglie, da cui deriva il termine di “*argille scagliose*” a loro di frequente assegnato; tale carattere si evidenzia in modo particolare nei tagli artificiali e nelle più estese scarpate di erosione dove il rilascio tensionale facilita la disgregazione della roccia in minuti frammenti appiattiti (Fig.10). Questa tessitura è all'origine della profonda degradazione meteorica delle argilliti, talora spinta sino alla scarsa consistenza di una terra granulare e solo scarsamente coesiva.

Gli strati calcarei ed arenacei intercalati nelle argilliti, generalmente deformati e fratturati in blocchi, permettono l'infiltrazione delle acque e l'alterazione delle argilliti anche in profondità (Fig.11).

Si ricorda che anche nella parte alta delle *Serie Toscana* un potente livello di argilliti e di marne siltose di colore rossastro, conosciute con il termine di “*scaglia rossa toscana*”, si interpone fra il tetto dei calcari meso-

zoici e la base del *macigno* oligocenico, dando origine a locali condizioni di instabilità specialmente nelle zone di contatto fra le argilliti fissili e le arenarie sovrastanti.

Ai complessi litologici eterogenei formati da argilliti e siltiti fissili, con intercalazioni discontinue di strati e spezzoni di strati calcarei ed arenacei, molto fratturati sino a blocchi isolati, sono quindi da assegnare caratteri fisico meccanici “*scadenti*”, ai quali spesso si associano condizioni di *elevata instabilità potenziale*. Nelle aree di affioramento delle formazioni argillitiche sono infatti frequenti le grandi frane del passato con le tipologie complesse degli scoscendimenti multipli e dei colamenti plastici, ancora oggi parzialmente attivi, e sono diffusi e ricorrenti i dissesti gravitativi ed erosivi nelle stagioni con più forte intensità delle piogge.

5.5 – *Le ofioliti ed i diaspri*

Le rocce magmatiche ultrabasiche, denominate “*ofioliti*” o “*pietre verdi*” per la loro tipica colorazione, sono spesso associate nella caratteristica sequenza che vede alla base le peridotiti con aspetto massiccio, sovente alterate in serpentine scistose, seguite dai gabbri e dai diabasi con varia tessitura sino alle breccie tipo “*rosso Levante*” (Fig.12). Come sopra ricordato le ofioliti liguri appartengono a grossi lembi di una antichissima crosta oceanica sovrascorsa sulla crosta continentale a seguito degli scorrimenti tangenziali delle placche tettoniche.

Nel territorio spezzino le più grandi masse di pietre verdi affiorano nell'entroterra di Levante e di Deiva ed è in quest'area che l'esame dei numerosi tagli naturali ed artificiali permette di acquisire conoscenze dirette dei più importanti fattori che definiscono il comportamento meccanico di tali ammassi rocciosi.

Le peridotiti, i gabbri ed i diabasi hanno più di frequente un aspetto massiccio e consistente anche dove si riconoscono i giunti serrati, le strutture a cuscino, le breccie cementate ed i filoni colonnari, tutte forme che nella maggior parte dei casi sono da riferire alla loro genesi. La “*roccia sana*” caratterizzata da alti valori di resistenza meccanica è da classificare di qualità “*buona*”.

Le serpentine al contrario sono interessate da frequenti superfici di discontinuità che suddividono l'ammasso in grossi blocchi lentiformi ma anche in scaglie di piccole dimensioni quando la roccia assume l'aspetto dei “*serpentinoscisti*”. Le rocce serpentinosi sono pertanto da classificare come ammassi di qualità “*discreta*” e talora “*scadente*” (Fig.13).

Gli ammassi di rocce ofiolitiche sono caratterizzati da permeabilità secondaria di medio-basso grado in dipendenza della struttura e tessitura dei minerali componenti e del loro grado di fessurazione e di alterazione:

in genere una maggiore permeabilità relativa compete ai diabasi relativamente rigidi, seguono le serpentine con superfici di scistosità aperte, infine i gabbri, spesso anche del tutto impermeabili ove coperti da terreno eluviale a composizione argillosa.

I *diaspri* sottilmente stratificati e con fratture serrate sono da considerare rocce di *media consistenza* (Fig.14).

6 – ALCUNE CONSIDERAZIONI SUI TERRENI DI COPERTURA

La aree collinari e di media montagna, nelle quali è compreso il territorio spezzino, sono caratterizzate quasi ovunque da forme poco acclivi e da estese coperture detritiche limitando così gli affioramenti “*freschi*” del substrato roccioso alla ripida costa alta delle Cinque Terre e del promontorio di Punta Bianca, ad alcuni brevi tratti interessati dalla recente attività erosiva nella parte inferiore dei versanti, lungo il corso del Vara e di alcuni suoi maggiori affluenti, in corrispondenza di alcuni nicchie di distacco delle antiche frane e più estesamente sui tagli stradali e sui fronti di cava. I lunghi processi di degradazione meteorica hanno infatti aggredito la “*roccia sana*” ed hanno dato origine ad una copertura pressoché continua di materiali clastici di varia granulometria attraverso i quali, ma solo localmente, compare la roccia alterata e disgregata, quindi più facilmente esposta all’erosione ed ai processi morfologici ad essa connessi.

In tali condizioni, la grande estensione dei terreni di copertura, unitamente alla scarsa consistenza delle rocce alterate affioranti, condizionano pesantemente la propensione al dissesto del territorio, oggi resa più evidente dagli effetti delle ricorrenti avversità meteorologiche nello stato di abbandono delle attività legate alla gestione del bosco e dei terreni coltivati e talora anche conseguenza di una irrazionale urbanizzazione. E’ infatti palese come le coperture detritiche e le rocce degradate vengano più facilmente mobilizzate per azione della gravità e delle acque superficiali e da ciò discende la diffusa instabilità potenziale dei versanti, l’origine delle frane e delle varie forme di dissesto oggi sempre più frequenti anche in aree fino a pochi anni orsono “*non sospette*”, così come l’aumento di carico solido delle piene più impetuose e quindi l’incremento dell’energia erosiva delle stesse, l’origine dei veloci flussi fangosi incanalati ed i grandi accumuli di materiali terrosi nelle parte terminali delle valli, in definitiva l’origine di tutta la vasta gamma di fenomeni riconducibili al così detto “*dissesto idrogeologico*”.

È noto come la degradazione meteorica tenda dapprima a ridurre il grado di consistenza della “*roccia sana*” procedendo dalla superficie per estendersi progressivamente a tutto lo spessore interessato dall’infiltrazio-

ne delle acque piovane, quindi, con l'intervento della gravità e dei processi di erosione e di dilavamento superficiale, la roccia profondamente degradata si trasforma in un accumulo di frammenti litici, oppure in un sabbione incoerente o in una terra limo sabbiosa o argillosa, in dipendenza delle condizioni meteorologiche locali e della natura litologica della roccia stessa. Ritengo pertanto utile evidenziare gli aspetti con i quale più di frequente gli ammassi rocciosi sopra descritti si presentano in affioramento nelle loro effettive condizioni di tessitura e di consistenza assunte anche a seguito di una lunga esposizione agli agenti meteorici, soffermandomi nell'evidenziare i principali caratteri tecnici delle coltri detritiche e nell'esaminare le forme di mobilitazione erosiva, gravitativa e di accumulo che le interessano.

6.1 – *Le coperture sulle rocce filladico-quarzitiche.*

Sui versanti collinari in destra dell'estuario del Fiume Magra la roccia è quasi ovunque coperta dai detriti di vario spessore ed origine. Negli affioramenti, più frequenti lungo i tagli stradali, gli strati di quarzite appaiono fratturati e facilmente disgregabili in frammenti prismatici, anche ricoperti da patine di ossidi di ferro e di manganese, mentre le intercalazioni filladiche hanno sovente l'aspetto e la consistenza di una argilla finissima di colore giallo e biancastro. Questi ultimi aspetti confermano anche la partecipazione di antichi processi idrotermali all'alterazione della roccia.

Il comportamento geomeccanico dell'insieme formato dagli strati filladico-quarzitici, nel loro elevato stato deformativo di origine tettonica e nell'alto grado di alterazione meteorica, localmente anche idrotermale, è da assimilare a quello di un aggregato di frammenti litici con varia percentuale della frazione coesiva, pertanto l'ammasso roccioso è da classificare "*mediamente scadente*". La roccia nel suo complesso è pressoché impermeabile, seppure alcuni pacchi di strati quarzitici fratturati possano talora costituire vie di infiltrazione e di percolazione delle acque meteoriche, la cui discarica dà origine ad alcune sorgenti di modesta portata, ridotte a stillicidi nella stagione estiva.

I materiali eluviali, il cui spessore si aggira intorno ad uno-tre metri nelle aree di versante poco acclivi, sono accumulati in alcune depressioni morfologiche ed al piede del rilievo collinare in forma di coni e fasce detritico colluviali. Alcune evidenti concavità del versante che sovrasta Bocca di Magra testimoniano antichi dissesti gravitativi per scoscendimento di grandi zolle di roccia degradata, oggi in gran parte quiescenti ma localmente riattivati lungo la Strada Provinciale con tracciato a mezza costa, nella quale peraltro sono carenti ed oggi del tutto trascurate le opere di regimazione idraulica.

Nell'area della Val di Lochi, di Ruffino e del Muggiano, gli scisti filladici e le arenarie quarzitiche triassiche affiorano scompagnate e molto alterate ed anche le carote di alcuni sondaggi profondi evidenziano forti spessori di breccie tettoniche con evidenti tracce di alterazione idrotermale: le filladi sono spesso trasformate in una argilla plastica di colore biancastro, le quarziti in un ammasso di frammenti spigolosi in matrice terrosa.

A tale proposito ricordo le emergenze spontanee di acque calde conosciute da lungo tempo nella zona degli Stagnoni e di Ruffino, e le copiose risalite con forte pressione delle acque clorurate e solfatiche, con temperatura di circa 22 gradi centigradi, all'interno dei fori di sondaggio effettuati in tutta l'area degli Stagnoni e lungo la costa di San Bartolomeo. Da Ruffino al Muggiano sono evidenti al piede del rilievo costiero importanti ammassi di breccie ad elementi di quarzite in matrice terrosa rossastra, inglobanti grossi blocchi di calcare vacuolare, estesi anche al di sotto del fondo fangoso del mare antistante, dove sono state attraversate per una decina di metri con alcuni sondaggi geognostici. Concludendo, gli strati filladico-quarzitici ove molto alterati e tettonicamente scompagnati, unitamente ai materiali detritici di varia origine che li ricoprono, possono essere considerati un complesso litologico *scadente* in quanto a comportamento nei confronti dei processi erosivi e gravitativi.

6.2 – I depositi detritici sulle rocce calcaree.

Le coperture detritico eluviali e colluviali sui calcari mesozoici sono costituite da terra rossa residuale a composizione argilloso siltosa contenente in varia misura frammenti e blocchi di roccia; tali coperture sono generalmente sottili e discontinue sui versanti per effetto del dilavamento, ma possono raggiungere un consistente spessore nelle aree pianeggianti alla sommità delle colline e sul fondo delle più estese depressioni carsiche. Lungo il piede dei rilievi sono più frequenti le pietraie ed anche gli accumuli di grossi blocchi alla base delle pareti rocciose. Le terre argillose residuali frammiste al pietrisco calcareo di disgregazione fisica della roccia hanno l'aspetto ed il comportamento meccanico di un aggregato semicoerente e scarsamente permeabile, ma non sono interessate da importanti dissesti gravitativi ed erosivi.

6.3 – I terreni di copertura delle arenarie.

La degradazione meteorica aggredisce in modo particolarmente significativo le arenarie, siano esse appartenenti alla formazione del *macigno*, come all'*arenaria del Gottero*, questo perché alla disgregazione meccanica superficiale si sommano gli effetti dell'attacco chimico delle acque meteoriche anche all'interno delle fratture beanti. Ricordo come il comporta-

mento rigido delle bancate arenacee sottoposte a sollecitazioni ed eventi deformativi di origine tettonica si traduca in un insieme di fratture intersecanti la roccia stratificata con spaziatore anche frequenti, sovente aperte sui versanti per scarico gravitativo. Tale assetto tessiturale favorisce l'infiltrazione delle acque piovane e quindi i processi chimici di dissoluzione della matrice marnosa e di idrolisi dei clasti feldspatici all'interno dell'ammasso roccioso, talora sino alla profondità di 15-20 metri.

La degradazione di stadio avanzato che compete alla gran parte degli affioramenti esposti da lungo tempo all'atmosfera riduce l'arenaria ad un accumulo incoerente di frammenti e di blocchi anche sub-arrotondati e di aspetto poroso per scarsa cementazione, fragili e con il tipico colore bruno per ossidazione dei composti del ferro, localmente definiti con il termine di "tarso" (Fig.15). I processi di alterazione meteorica delle arenarie danno pertanto luogo alla formazione di una copertura detritica nella quale i frammenti litici ossidati ed alterati sono inglobati in un sabbione di disfacimento meccanico della roccia, frammisto ai materiali argillosi residuali dell'idrolisi dei silicati, pertanto ad un terreno con l'aspetto e la consistenza di un ammasso da *incoerente a scarsamente coesivo*, talora anche moderatamente permeabile, il cui stato fisico è strettamente legato al contenuto in acqua.

Tale copertura eluvio – colluviale, ove continua e con forti spessori è all'origine del diffuso dissesto idrogeologico nelle vaste aree di affioramento delle arenarie.

6.4 – I terreni di copertura sulle "argille scagliose"

I materiali prodotti dalla degradazione meteorica delle "argille scagliose" hanno l'aspetto e la consistenza di una terra limo-argillosa inglobante frammenti litici, suscettibile di importanti variazioni dello stato fisico in funzione del contenuto in acqua, pertanto le loro caratteristiche geomecchaniche sono da "mediamente scadenti a scadenti".

Nelle più vaste aree di affioramento delle "argille scagliose", come in Val di Vara tra Rocchetta e Zignago, tra Varese Ligure e Maissana, quindi nell'entroterra di Deiva, di Levanto e di Monterosso, sono diffusi i processi erosivi ed i dissesti gravitativi di varia tipologia ed estensione, talora in forma di colate di antichissima origine, latenti per lunghi periodi di tempo, ma riattivabili in occasione degli eventi piovosi più intensi e prolungati.

6.5 – I terreni di copertura delle ofioliti.

La degradazione meteorica più spinta e frequente si manifesta nei gabbri, dove l'alterazione chimica dei plagioclasti oltre a disgregare più facilmente l'ammasso roccioso produce materiale residuale argilloso miscelato

con i frammenti litici. Il terreno di copertura è in tal caso un aggregato a granulometria fine e media con frazione argilloso limosa variabile, talora raggiunge forti spessori e può essere facilmente interessato da dissesti erosivi e da frane. Sui grandi ammassi di peridotite e di serpentina la roccia è affiorante quasi con continuità ed il terreno residuale terroso si raccoglie in locali plaghe depresse, mentre lungo i più ripidi versanti sono frequenti le pietraie e gli accumuli di blocchi e grandi massi dislocati per gravità anche oltre il piede dei rilievi. Le caratteristiche fisico meccaniche delle coperture detritico colluviali variano pertanto tra quelle di una terra a grana fine di *scarsa-media consistenza*, a quelle di un materiale granulare ben assortito e stabile nelle condizioni naturali di giacitura (Fig. 16).

7 – LA SUSCETTIBILITÀ AL DISSESTO

L'esame dei numerosi fattori che predispongono all'instabilità dei versanti e più in generale al dissesto geomorfologico ed idrogeologico, confrontati direttamente con le realtà ambientali ed antropiche del territorio provinciale, permettono di definire le seguenti grandi aree omogenee.

7.1 – Aree stabili o con bassa suscettibilità al dissesto

Si possono riconoscere con relativa facilità nelle aree pianeggianti di fondovalle a distanza di sicurezza dagli alvei in erosione ed evidentemente al di fuori delle golene inondabili, così come sugli estesi ripiani alluvionali terrazzati a debita distanza dal ciglio delle scarpate, mentre nelle aree collinari e montuose la definizione cartografica di tali aree richiede, oltre allo studio delle forme del terreno, anche accurati rilievi di campagna atti ad acquisire le caratteristiche litotecniche degli ammassi rocciosi e delle coperture.

Nel territorio spezzino le aree stabili o con bassa suscettibilità al dissesto sono pertanto da individuare:

7.1.1 – *Nella piana alluvionale del Fiume Magra nel tratto che va da Santo Stefano alla costa di Marinella al di fuori delle aree golenali e delle aree depresse soggette ad allagamenti.*

7.1.2 – *Nei ripiani alluvionali antichi in sinistra del Magra da Santo Stefano a Luni.*

7.1.3 – *Nei tratti pianeggianti di fondovalle del Fiume Vara e di alcuni suoi affluenti facendo particolare attenzione alle tendenze evolutive degli alvei in quanto a divagazioni, erosioni di sponda, e sovralluvionamenti in particolare nelle aree di confluenza.*

7.1.4 – *Nel basso versante interno della dorsale costiera tra Portovenere e Corvara, dove affiorano i calcari di età triassica del fianco rovesciato della*

grande anticlinale sulla quale è strutturato il promontorio occidentale del Golfo della Spezia. Gli strati calcareo dolomitici di spessore decimetrico ed in grosse bancate, pur coinvolti da complesse strutture a piega ed intersecati da diaclasi con varia orientazione e frequenza, mantengono una buona “*compagine di insieme*” favorita anche dal drenaggio naturale per infiltrazione delle acque meteoriche. Mancano qui le evidenze di grandi processi gravitativi antichi e recenti e le forme del paesaggio sono l’espressione di un lento modellamento degli agenti atmosferici sulle rocce carbonatiche. Tengo a segnalare che alcune deboli depressioni allungate nel senso del pendio, riconoscibili sui versanti orientali del Monte Castellana, del Monte di Coregna e del Monte Parodi e talora erroneamente interpretate e cartografate come forme di frana, in realtà sono piccole doline allungate nel senso del pendio, con bordi rimodellati dall’erosione ed anche obliterati dalle attività umane; il terreno detritico a forte componente argillosa e di colore rossastro che ne ricopre il fondo, oggi terrazzato a seguito della pratica agricola, deriva dall’accumulo nel loro interno dei prodotti residuali della dissoluzione dei calcari.

Sono comunque da segnalare locali situazioni di precaria stabilità nei pressi degli alti fronti delle cave abbandonate in assenza o con discutibili interventi di ripristino ambientale.

7.1.5 – *Nella parte sommitale del promontorio di Punta Bianca* tra Montemarcello e Pugliola, dove la morfologia carsica è bene evidente nelle depressioni a fondo pianeggiante colmate da terra rossa residuale, nei vasti ripiani sommitali, nelle collinette tondeggianti e nelle vaste aree debolmente acclivi, anche se coperte da antiche pietraie stabilizzate o da grossi massi. Anche qui mancano le forme di frana del substrato roccioso ed i dissesti delle coperture sono rari o arealmente limitati.

7.1.6 – *Nelle ampie dorsali in arenaria* a distanza di sicurezza dalle testate dei torrenti e dalle scarpate di erosione affacciate sui versanti.

7.1.7 – *Nella zona di Levante-Bracco e nel territorio di Rocchetta Vara* alla sommità dei rilievi formati dai più grandi ammassi di rocce ofiolitiche.

7.2 – *Aree a media suscettibilità al dissesto*

Solo a seguito di attente analisi geomorfologiche e strutturali possono essere inserite in questa classe alcune aree di affioramento delle rocce calcaree più sottilmente stratificate nella parte superiore della *Serie Toscana*, talora con frequenti discontinuità ma in assenza di materiali argillosi di riempimento delle fratture.

La media suscettibilità al dissesto, intesa come medio – bassa potenzialità all’origine di grandi frane profonde e di estesi processi erosivi, può essere assegnata anche ai versanti in arenaria con valori di inclinazione del

pendio non superiori ai 30°, valutando attentamente la genesi delle forme del terreno e l'incidenza locale dei vari fattori che condizionano l'equilibrio naturale degli ammassi arenacei stratificati e fratturati, non escludendo anche le possibili interazioni fra le condizioni naturali e la destinazione d'uso delle aree.

Le aree con tali caratteri di insieme sono pertanto da individuare:

7.2.1 – *Nell'alto versante interno della dorsale costiera* lungo una fascia che va da Campiglia a Pignone dove affiorano i calcari stratificati di età Giurassico – Cretacea della *Serie Toscana*, bene esposti nel vallone di Biassa all'altezza delle cave e nelle valli minori confluenti nel torrente di Riccò, all'altezza degli abitati di Carpena, Quaratica, Valdipino e Casella. Il limite superiore di questa fascia calcarea è segnalato dagli affioramenti delle marne e delle argilliti varicolori che precedono la base del *macigno*.

7.2.2 – *Lungo la costa orientale del Golfo fra Tellaro, Lerici e Ruffino e sulle colline di Pitelli e di Baccano*, dove affiorano i calcari e le quarziti in strati regolari e relativamente integri. Le condizioni di stabilità dei versanti sono qui condizionate dalla presenza delle potenti coperture detritico colluviali, spesso rimaneggiate dagli interventi antropici.

7.2.3 – *Nelle aree collinari e montuose con substrato arenaceo semiaffiorante* dove le inclinazioni dei versanti sono prossime a 25° – 28°, da definire solo a seguito di attente indagini geologico-strutturali e geomorfologiche. Ricordo che tali valori angolari più di frequente caratterizzano le condizioni di "equilibrio naturale" assunte dai versanti in arenaria modellati dai lenti processi morfologici, mentre valori nettamente più bassi, spesso situati a valle delle rotture di pendio, possono talora individuare tratti di versante dislocati da antichissime e profonde superfici di taglio rotazionali.

7.3 – *Aree ad alta suscettibilità al dissesto*

Tale grado di suscettibilità al dissesto è da assegnare a quasi tutte le aree di affioramento delle *argille scagliose* nelle quali sono frequenti le alternanze fra gli strati rocciosi fratturati e permeabili e gli strati argillitico marnosi fissili, facilmente degradabili ed anche argillificati. Nell'alta Valle del Vara ricordo le grandi frane da sempre attive nel territorio di Varese Ligure, in particolare gli scoscendimenti multipli ed i colamenti plastici nell'ampio vallone che dal crinale del Monte Scassella raggiunge Caranza e Porciorasco, così come le aree instabili per fenomeni gravitativi diffusi lungo il contatto di sovrapposizione tettonica delle grandi masse di rocce verdi e di diaspri sulle *argille scagliose*, nel territorio di Maissana e di Carro, fra Rocchetta Vara e Zignago, ma anche nell'entroterra di Deiva e di Levante. Qui si possono esaminare tutte le forme di dissesto tipiche delle aree più critiche in quanto a instabilità reale e potenziale, dalle gran-

di frane del passato, alle forme di erosione diffusa ed alle frane in atto.

Segnalo inoltre le numerose situazioni ad elevata criticità idrogeologica e geomorfologica, evidenziata anche da una grande diffusione delle paleo-frane e delle frane recenti ed attuali nelle rocce arenacee (Fig. 17), ed in particolare lungo tutta l'area di sovrapposizione dell'*arenaria del Monte Gottero* sulle argilliti che ne formano la base stratigrafica, come tra Carrodano e San Pietro Vara e nell'alta valle del Torrente Adelfano. Le stesse situazioni critiche caratterizzano i tratti di versante nei quali gli strati fessurati ed alterati di arenaria *macigno* si sovrappongono direttamente alla *scaglia rossa* fessile e degradata, come si verifica nella parte interna della dorsale costiera da Biassa a Pignone, e più oltre fra Casale, Faggiona e Cassana, ma anche dove sono frequenti le alternanze fra il *macigno* in facies siltoso arenacea e le argilliti fessili della *Serie Ligure*, ad esempio nei versanti a mare fra Monesteroli e Corniglia.

I versanti in arenaria con inclinazioni superiori ai 28° – 30° meritano ovunque particolare attenzione in quanto a condizioni di stabilità, ove le accentuazioni di pendenza sono generate da una ripresa dell'attività erosiva, sia marina, sia fluviale e torrentizia lungo il piede dei versanti ed in altri tratti di pendio intersecati da importanti linee di frattura neotettonica, in ogni caso riconducibili a situazioni esprimenti un processo morfologico in evoluzione.

8 – LE GRANDI FRANE DEL PASSATO

Lo studio delle forme riferibili ai processi geomorfologici relitti, oltre a fornire preziose informazioni sulla storia evolutiva del territorio e sulla dinamica di alcuni importanti fenomeni di dissesto accaduti in un lontano passato, seppure con cinematismi lenti ed in condizioni climatiche, tettoniche e sismiche ben diverse da quelle attuali, permettono di valutare la possibilità di una loro riattivazione anche parziale qualora un agente perturbatore esterno ne alteri il precario equilibrio, come potrebbe accadere in occasione degli interventi antropici di notevole impatto territoriale. Cito come esempio la ripresa dei movimenti gravitativi profondi di versante lungo preesistenti superfici di discontinuità tettoniche nella formazione delle *arenarie del Gottero*, in stretta relazione temporale con gli scavi della lunga galleria della Foce per la Variante Aurelia nei primi anni 2000, rilevati solo strumentalmente nel sottosuolo ma con vistose ripercussioni in superficie e sui fabbricati nel territorio di Marinasco-Strà.

A tale proposito oltre alle antiche frane con dinamiche complesse e compiutamente illustrate nel 2001 da alcuni Colleghi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa nell'*Atlante dei Centri Abitati*

Instabili della Liguria, segnalano molte evidenti forme di dissesto riconducibili ad antiche frane in roccia, in parte ancora attive sulla costa delle Cinque Terre: nel vallone dell'Albana, in località Navone (Fig.18), tra la Punta del Persico e Schiara, sul fondo del Seno di Fossola e del Seno di Canneto, a valle del Santuario della Madonna di Montenero, sulla ripida scarpata che sovrasta la Via dell'Amore, a monte della Stazione di Manarola, immediatamente sotto l'abitato di Volastra, a monte della Stazione di Corniglia nell'ampio vallone di Rodalabìa, dal colle di San Bernardino alla spiaggia di Guvano (Fig.19), e poco più oltre verso Vernazza attorno a Punta Palma ed in località Macereto.

9 – ALCUNE EVIDENZE DEL DISSESTO IDROGEOLOGICO NEGLI ANNI 2009 – 2013

Le ricorrenti piogge di forte intensità cadute nel periodo di transizione fra l'autunno e l'inverno di questi ultimi anni ed i diffusi dissesti che puntualmente nelle stesse stagioni hanno colpito il territorio collinare spezzino, ancora più incisivamente ne hanno evidenziato l'elevata fragilità idrogeologica, oggi estesa anche ad aree sino a pochi anni fa “*non sospette*” e talora non segnalate come critiche sulle cartografie ufficiali relative alla suscettibilità al dissesto.

Descrivo pertanto alcuni significativi fenomeni calamitosi accaduti negli anni 2009-2013, dall'esame dei quali si possono trarre nuove esperienze e soprattutto lo stimolo per attente riflessioni sulle metodologie da adottare nella valutazione del grado di pericolosità idrogeologica del nostro territorio.

9.1 – *La frana di Torengo in Comune di Follo*

L'infiltrazione nel terreno delle copiose acque di pioggia cadute fra il 21 ed il 24 Dicembre 2009, unitamente a quelle di fusione dello spesso manto nevoso che da alcuni giorni ricopriva il suolo, sono all'origine della frana di Torengo. In assenza di evidenti segni premonitori, durante la notte di Natale una consistente massa di terra si è staccata dalla parte alta della collina, si è quindi smembrata in grandi zolle separate da profonde fenditure di trazione e da alte scarpate di taglio, quindi è scivolata lungo il pendio guidata da due profondi tagli laterali (Fig. 20). La frana ha dissestato una strada comunale ed il parcheggio pubblico a servizio del Centro Storico ed ha arrecato danni strutturali di varia entità ad alcuni recenti fabbricati di abitazione, richiedendo quindi un notevole impegno tecnico ed economico per la messa in sicurezza della zona e per il consolidamento delle infrastrutture pubbliche e degli edifici privati.

Il dissesto ha riattivato la parte superficiale dell'accumulo di una più ampia e profonda paleofrana, avvenuta in età pleistocenica con i caratteri di una *deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV)* e con il meccanismo di scoscendimento rotazionale-colata ancora ben riconoscibile nelle forme di insieme del pendio. Anche il movimento recente è da ricondurre ad una successione di scoscendimenti rotazionali nella copertura detritico colluviale, accumulata dalle acque entro la depressione originatasi nella zona di testata della paleofrana, seguiti dalla discesa lungo il pendio del materiale terroso reso plastico dalle acque. La corona della scarpata principale si è evidenziata presso il crinale dello spallone collinare con un insieme di tagli di forma arcuata alle quote di 170-172 metri sul mare, il fronte dell'accumulo si è fermato sul versante 80 metri più in basso, circa 25 metri al di sopra dell'alveo del Torrente Cambertano. La superficie di scorrimento basale è molto complessa ed è stata individuata nella zona di transizione fra la copertura ed il tetto della roccia, alla profondità massima di circa 12 metri dal piano di campagna lungo l'asse mediano della frana. Giova ricordare che la frana attuale ha solo lambito il fronte occidentale degli antichi edifici che si sviluppano attorno al Centro Storico, sorto su uno spuntone di arenaria con forme aspre ma decisamente più stabile rispetto alle aree circostanti, mentre ha travolto l'ampia concavità del versante in gran parte coincidente con la zona di testata delle paleofrana, dove le forme dolci e terrazzate e le più favorevoli condizioni di esposizione a mezzogiorno avevano qui indirizzato le scelte urbanistiche ed una iniziale espansione edilizia.

Segnalo a questo riguardo che nel territorio spezzino i marker morfologici che caratterizzano alcune antichissime *DGPV* sono evidenti più di frequente nelle *arenarie del Gottero* e si manifestano come ampie depressioni con forma a circo nella parte alta dei versanti, seguite a valle da tratti meno acclivi nei quali il terreno è talora in contropendenza, per terminare con i rigonfiamenti nelle zone di accumulo delle masse detritiche scoscese.

Come è ampiamente descritto ed illustrato nell'*Atlante dei centri abitati instabili della Liguria*, sopra citato, alcune forme di frana relitta interessate da locali riattivazioni si riconoscono anche in altri settori del Comune di Follo, sui versanti di Tivegna, di Sorbolo e di Follo Alto.

9.2 – *L'alluvione di Portovenere del 13 agosto 2010*

Le piogge di forte intensità cadute a Portovenere nelle prime ore del mattino del 13 agosto 2010, circa 120 mm fra le 3 e le 6, hanno causato notevoli danni nell'area cittadina mettendo in evidenza lo stato di crisi idrogeologica gravante sul versante a monte dell'abitato, sino ad allora sottovalutata se non del tutto sconosciuta, ma soprattutto evidenziando

l'insufficienza delle sezioni di deflusso degli antichi canali di scolo, oggi in gran parte interrati, coperti ed intubati nel loro tratto terminale attraverso le aree urbane. La notevole massa d'acqua affluita in tempi brevissimi sui ripidi pendii alle spalle del Centro storico è scesa velocemente lungo gli impluvi alimentando un importante flusso idrico non contenuto negli inadeguati ed anche inesistenti scarichi a mare, dando quindi origine ad allagamenti ed al deposito di consistenti volumi di detriti lapidei e terrosi abbandonati dalle acque nell'area cittadina (Fig. 21). Ricordo peraltro che i fenomeni alluvionali simili a quello accaduto a Portovenere il 13 agosto 2010 non sono sconosciuti nei centri abitati nel ponente del Golfo della Spezia, nella sostanza sempre riconducibili ad alterazioni antropiche dell'assetto idrogeologico del territorio collinare e rivierasco, individuabili nella carente regimazione idraulica delle aree un tempo coltivate, nella canalizzazione spontanea delle acque meteoriche lungo le strade ed i percorsi pedonali, nella riduzione della capacità idraulica dei pochi fossi ancora esistenti, oggi ingombri da terra e rifiuti di varia natura e talora dai detriti calcarei abbandonati sul pendio al cessare dell'attività estrattiva del *portoro*, nella carenza delle opere idrauliche attraverso ed al di sotto delle aree urbane in prossimità del mare. L'alluvione di Portovenere dell'agosto 2010 ricorda come anche nelle aree di affioramento dei calcari, generalmente stabili data la loro buona compagine di insieme ed il buon drenaggio naturale attraverso le fratture della roccia, la definizione del grado di propensione al dissesto idrogeologico richieda un preliminare ed attento esame delle condizioni di antropizzazione dei luoghi.

9.3 – *Le frane della Ripa*

In un tratto della lunghezza di circa 1500 metri procedendo da Fornola verso Bottagna, dal maggio 2010 all'aprile 2013 la Strada Provinciale della Ripa è stata più volte interrotta dalle frane ed altrettante volte riaperta al traffico rimuovendo i detriti dalla carreggiata e realizzando complesse ed onerose opere di contenimento del terreno, mirate essenzialmente a ridurre il rischio residuo (Fig. 22).

Ad ogni evento piovoso di forte intensità, sulla scarpata sovrastante la strada si sono riproposte con le stesse modalità di movimento le veloci colate di detriti terrosi ed i distacchi di grossi blocchi di arenaria, in qualche caso anche travolgendo le opere già eseguite ed evidenziando con estrema chiarezza l'elevato grado di instabilità del ripido pendio. Le cause predisponenti le frane si individuano nella forte acclività della parte inferiore del versante, nell'elevato grado di fratturazione ed alterazione dell'arenaria e nella presenza di una copertura detritica in precario equilibrio, mentre le cause ultime sono con tutta evidenza da riferire alla carente regi-

mazione idraulica sulla collina sovrastante, quindi all'infiltrazione delle acque meteoriche nel terreno limo sabbioso appesantito anche dalla incolta e fitta copertura arborea ed arbustiva. Come ricordato al paragrafo 7.2.3 tali dissesti sono frequenti sui versanti in arenaria dove l'inclinazione supera i 35°-40°, spesso in corrispondenza di particolari "accidenti" neotettonici.

A tale proposito segnalo l'assetto geologico strutturale comune a tutta la parte inferiore del ripido pendio affacciato sulla piana del Magra da Bottagna alla foce del fiume, riferibile ad un fascio di faglie dirette tra loro vicarianti e con immersione verso l'alveo, alle quali sono da associare le condizioni morfostrutturali predisponenti la stessa tipologia di movimenti franosi in forma di colate detritiche, sia lungo la Ripa, come a lato della Statale Aurelia presso Fornola, lungo il vialone di Arcola ed ancora più a valle tra Ressora e San Genesisio.

9.4. – *Le frane di Tellaro nei giorni 22 e 23 dicembre 2010*

Nella tarda mattinata del 23 dicembre 2010, mentre nella zona era in corso un violento nubifragio, due veloci colate fangose sono scese lungo il versante sovrastante la Provinciale Lerici-Tellaro in località "Lama", travolgendo la vegetazione arborea quindi invadendo e superando la carreggiata con una grande quantità di detriti terrosi e di grossi tronchi di pino (Fig. 23). Nelle sue fasi iniziali il dissesto si è manifestato a seguito delle copiose piogge autunnali con alcuni piccoli scoscendimenti nella parte alta del pendio e con locali cadute di detriti sulla strada, quindi è evoluto rapidamente dopo il collasso e lo scollamento del terreno di copertura saturo in acqua ed appesantito anche dalla fitta vegetazione arborea con apparato radicale superficiale.

L'elevata propensione al dissesto dell'area, ricordata dalla stessa toponomastica e dalle ripetute frane del passato, è da ricondurre allo stato di precario equilibrio della copertura eluvio-colluviale adagiata sulle argilliti fissili e degradate su un'alta e ripida scarpata.

9.5 – *Le frane di Montalbano 2010-2013*

Da circa due anni il versante occidentale di Montalbano, intagliato nella formazione delle arenarie del Monte Gottero, è interessato da un esteso e profondo dissesto gravitativo, oggi reso particolarmente evidente dalle fratture di trazione alla testata degli scoscendimenti rotazionali e dalle vistose forme di accumulo e di colamento dei detriti terrosi oltre il piede delle grandi frane composite. Ancora oggi i tagli nel terreno creano alti gradini nella sede stradale di Via Montalbano, mentre più in basso, sulla Via Marconi scendono e si accumulano grandi quantità di materiale

fangoso e lapideo in forma di colate (Fig. 24).

Il dissesto da tempo latente, si è reso palese negli ultimi giorni del dicembre 2010 con l'accentuazione di alcune vecchie lesioni già esistenti e più volte riprese sull'asfalto di Via Montalbano e sulle strutture murarie di un fabbricato di abitazione situato poco più a valle, oggi crollato, infine con la caduta di terra e pietre nella sottostante Via Marconi. Dalla seconda metà del febbraio 2011 un nuovo scoscendimento si è affiancato al primo, le testate delle due frane si sono unite in una più ampia corona e Via Marconi è stata nuovamente raggiunta dalle colate di terra semifluida. Dal maggio 2011 l'attività delle frane si è interrotta nei mesi estivi per riprendere a seguito delle piogge autunnali ed invernali del 2011 e del 2012, rendendosi oggi manifesta con la riapertura delle precedenti fenditure del terreno nella zona di testata e con nuovi e più importanti colamenti nelle parti frontali (Fig.25).

I dissesti si manifestano con una tipologia composita: in alto con una successione di scoscendimenti per taglio rotazionale attraverso la copertura detritica sino a raccordarsi lungo una superficie di rottura basale alla profondità massima di 10-15 metri da piano campagna, in parte interessante anche la parte superiore alterata del substrato in roccia; più in basso, oltre il piede degli scoscendimenti di versante, il materiale dislocato e reso semifluido dalle acque emergenti dà origine ad alcune colate detritico-fangose che raggiungono e superano il vecchio muro a retta sul lato di monte di Via Marconi.

Le recenti frane di Montalbano sono locali riattivazioni di una più estesa paleofrana che ha dislocato anche in profondità gli strati dell'arenaria del Gottero e le cui tracce si possono ancora riconoscere nelle forme di insieme del versante. Segnalo a tale proposito anche altri evidenti marker morfologici riconducibili ad importanti *deformazioni gravitative profonde di versante* nell'adiacente area di Isola, dove sono oggi diffuse alcune locali riprese di movimento dei grandi accumuli originati da questi antichissimi dissesti.

9.6. – *L'alluvione nelle Cinque Terre ed in Val di Vara del 25 ottobre 2011*

I catastrofici effetti dell'evento meteorico che il 25 ottobre 2011 ha colpito con estrema violenza le Cinque Terre fra Vernazza e Monterosso per estendersi nell'entroterra da Pignone a Borghetto Vara, a Brugnato, a Rocchetta ed a Calice al Cornoviglio, hanno confermato con incisiva chiarezza lo stato di degrado idrogeologico del territorio spezzino, oggi più che mai facile preda dei fenomeni erosivi, delle frane e delle esondazioni (Figg. 26-27). L'analisi della variegata moltitudine di forme assunte localmente dal terreno sui versanti e negli alvei montani e più in grande nelle aree alluvionali di fondovalle, permette di riconoscere tutto l'insieme dei

processi morfologici, idrogeologici ed idraulici nei quali la gravità interagisce con l'azione delle acque superficiali e sotterranee, nonché la risposta a tali processi delle rocce e dei terreni nelle più varie condizioni ambientali. È auspicabile che dalle esperienze così acquisite possano trarre vantaggio i futuri interventi sul territorio.

Concludendo, lo stato di elevata criticità idrogeologica del territorio spezzino oltre che dai sempre più diffusi ed estesi processi erosivi e gravitativi è stata evidenziata negli ultimi anni anche dalle frequenti esondazioni dei Fiumi Vara e Magra, queste ultime particolarmente violente e dannose per le attività umane (Fig. 28), talora inserite in modo improprio nelle aree che fiancheggiano il corso d'acqua nel suo tratto prefociale.

A fronte di discussioni, conferenze, convegni, studi e piani di intervento, l'annoso problema è ben lungi dal trovare una soluzione che sia compatibile con le numerose "esigenze" di tutti noi, con i "diritti acquisiti" dalle Comunità e con lo "sprovvaduto" modo di gestione ed uso del territorio da parte degli Enti preposti alla difesa del suolo.

Solo negli ultimi tempi si palesa una timida presa di coscienza di tutto ciò anche da parte del mondo della Politica, con ovvi suggerimenti a ritrovare il giusto equilibrio fra le esigenze della natura e le attività umane, le quali con le prime devono necessariamente convivere, ma nel loro rispetto. Le frasi più spesso ricorrenti fanno cenno alla "rinaturalizzazione del territorio" mediante il ripristino dell'ambiente fluviale e spondale esteso in modo capillare a tutti i corsi d'acqua di vario ordine gerarchico, al ripristino delle aree collinari anche con interventi di bioingegneria ma sostanzialmente con il recupero della pratica agricola, con le opere di silvicoltura e, più in generale, con ogni azione che possa avere effetti positivi sulla difesa del suolo e sulla conservazione del patrimonio idrico, come giustamente dettato in un passato non molto lontano dalla Legge 183/89 e dalla Legge 36/94.

È auspicabile che a tali buoni propositi facciano seguito gli ormai irrinunciabili e capillari interventi sul territorio, come sopra ricordati, ponderando attentamente la necessità di attuare i più grandiosi ed invasivi progetti di sistemazione dei corsi d'acqua e di difesa dalle alluvioni, sino ad oggi fortunatamente solo cartacei e dei quali non si conoscono gli impatti sull'ambiente, privilegiando quelle opere torrentizie e fluviali dalle quali possano trarre vantaggio la qualità e la giusta quantità delle acque fluenti in superficie e negli alvei, la ricarica degli acquiferi di subalveo e l'indispensabile rifornimento idrico delle popolazioni.

GIOVANNI RAGGI*

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

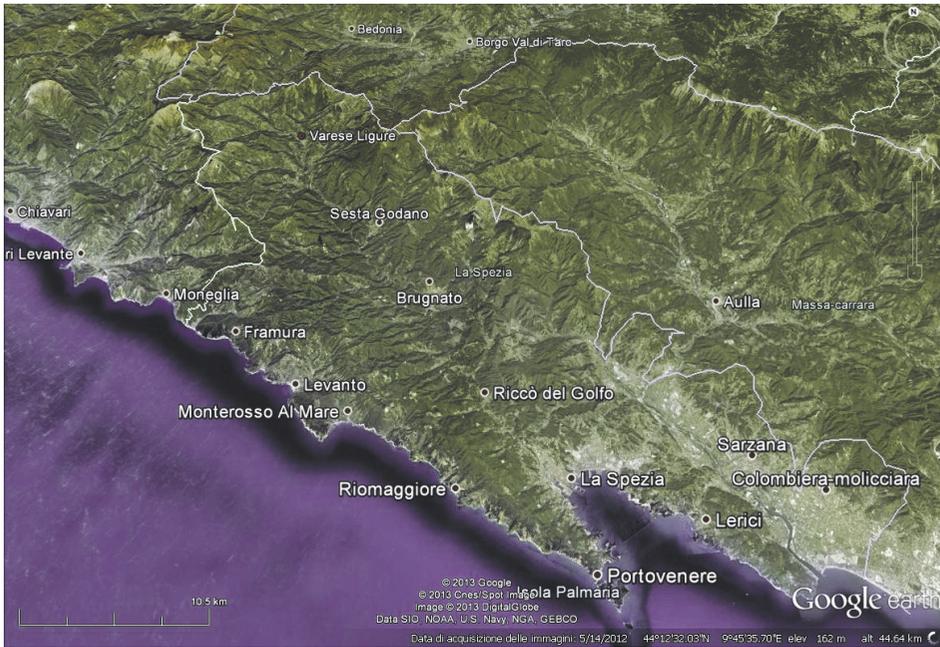


Fig. 1 - La Provincia della Spezia all'estremità del Levante Ligure

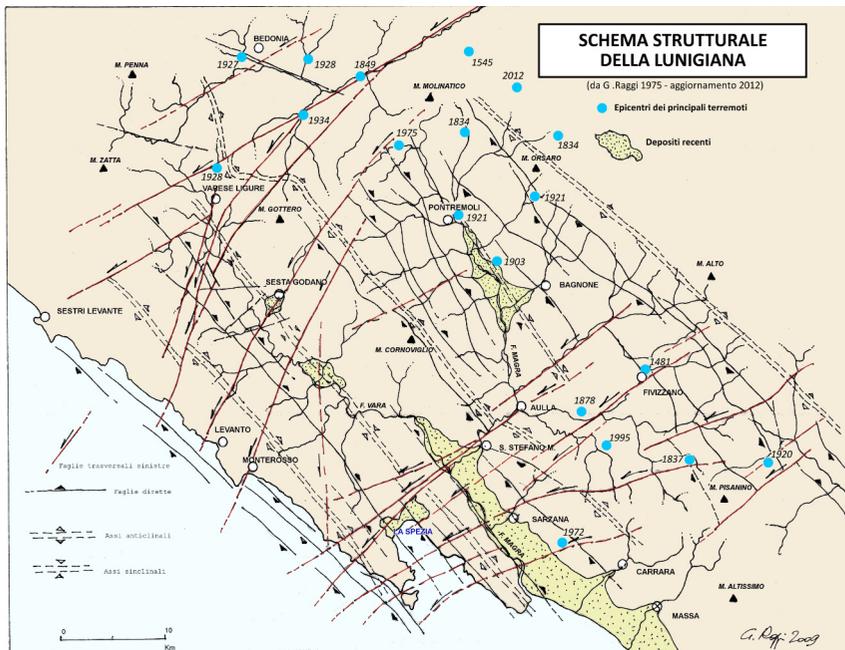


Fig. 2 - Nello schema sono evidenziate gli assi delle pieghe anticlinali e sinclinali, le faglie dirette, le trascorrenti sinistre e gli epicentri dei terremoti recenti di più forte magnitudo.



Fig. 3 - La costa delle "Cinque Terre" fra Riomaggiore e Corniglia



Fig. 4 - I calcari mesozoici della "Serie Toscana" alla base del Muzzerone



Fig. 5 - La punta del Mesco: le grosse bancate di arenaria con immersione verso il mare



Fig. 6 - Il promontorio di Corniglia ed alcune spianate di abrasione marina sollevate dai movimenti neotettonici



Fig. 7 - Il golfo della Spezia: sullo sfondo le dorsali che lo delimitano sui due lati, in primo piano le colline modellate sulle arenarie



Fig. 8 - Le "arenarie zonate" messe a giorno dall'erosione nel Canale di Vernazza il 25 ottobre 2011

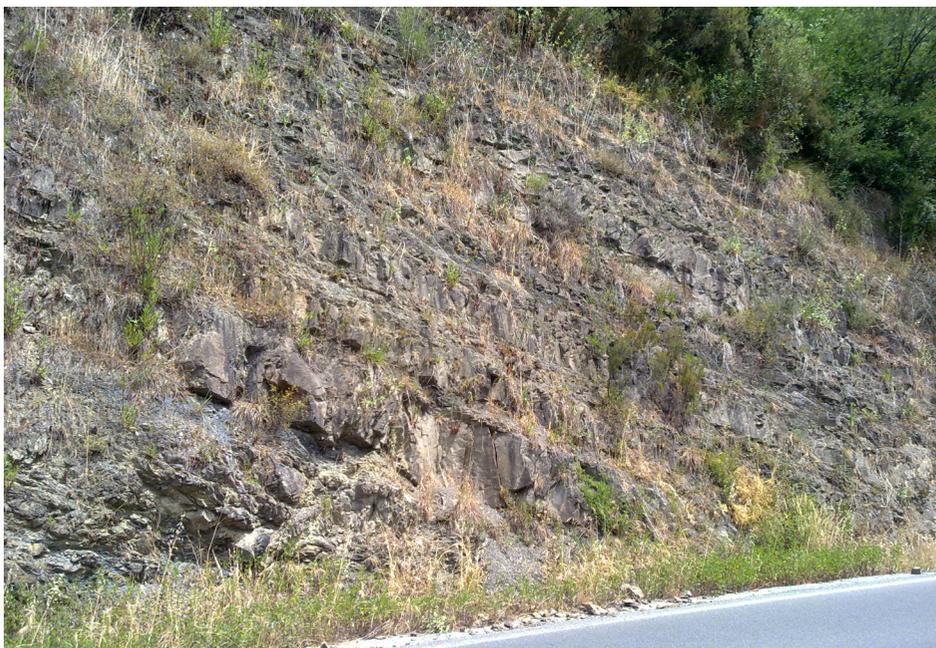


Fig. 9 - le "Arenarie del Monte Gottero" in Val Durasca: si notano chiaramente le intercalazioni di siltiti ed argilliti fra le bancate arenacee



Fig. 10 - Un aspetto caratteristico delle siltiti al tetto del "macigno"

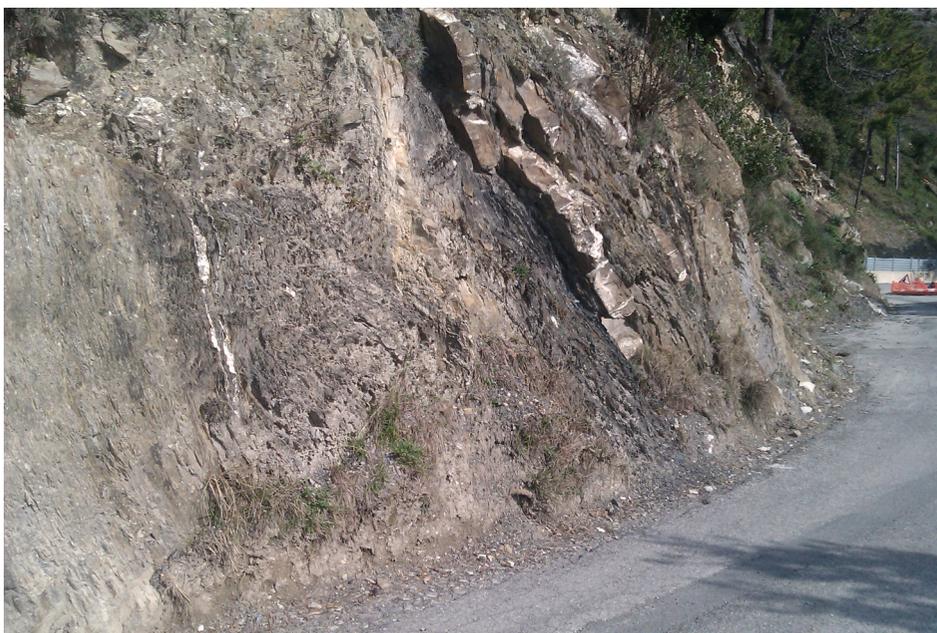


Fig. 11 - Le argilliti con intercalazioni calcaree tipiche della “Serie Ligure”



Fig. 12 - Le breccie ofiolitiche tipo “Rosso Levanto” nelle cave della località omonima



Fig. 13 - Un caratteristico aspetto delle serpentine nella zona di Rocchetta Vara

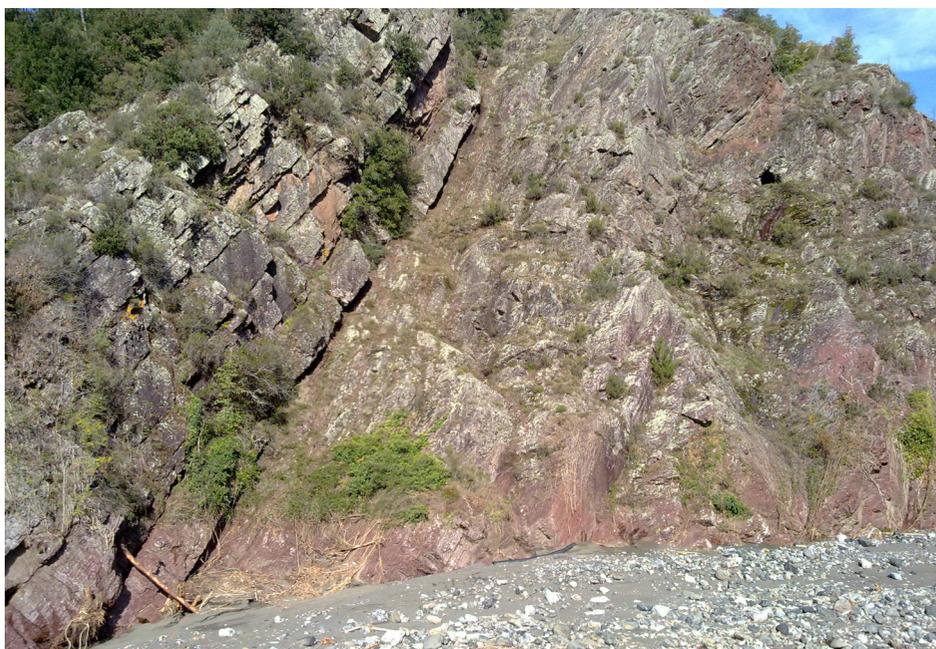


Fig. 14 - I diaspri rossi presso Rocchetta Vara in destra del T. Gravegnola



Fig. 15 - Un aspetto della copertura detritico eluviale sul “macigno”



Fig. 16 - Le rocce serpentinosi del M. Dragnone e la antichissima frana sul lato meridionale della montagna

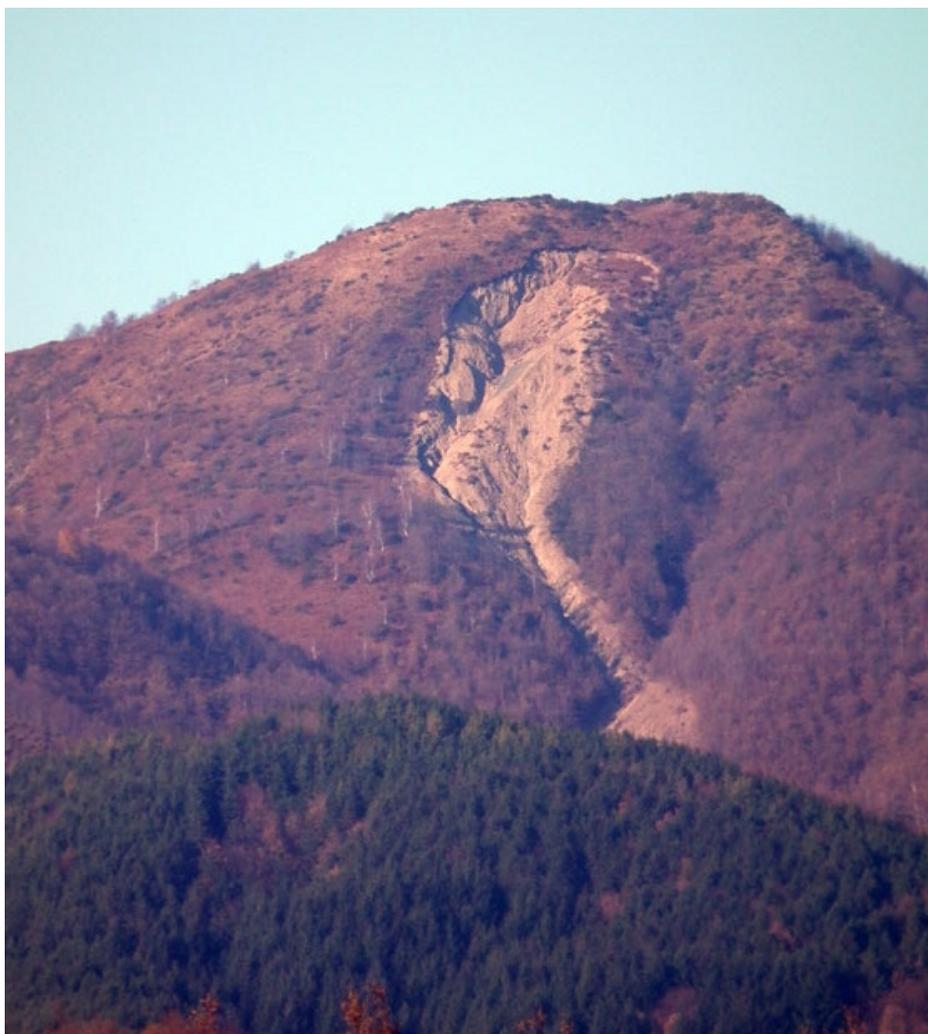


Fig. 17 - La frana di scoscendimento nel "macigno" sul versante meridionale del M. Cornoviglio, attualmente interessata da fenomeni erosivi



Fig. 18 - Un aspetto della grande paleofrana nel “macigno” sulla costa di Tramonti, località Navone



Fig. 19 - Il fronte dell'antica frana di Guvano aggredita dal moto ondoso



Fig. 20 - Un aspetto della corona di frana in località Torengo nel Comune di Follo (dicembre 2009)



Fig. 21 - Una delle numerose frane lungo la Strada Provinciale n. 31 della Ripa (dicembre 2010)



Fig. 22 - La frana di Tellaro (dicembre 2010)



Fig. 23 - Un dettaglio della grande frana di Montalbano presso la testata, marzo 2013



Fig. 24 - Un tratto della parte frontale della frana di Montalbano, febbraio 2013 (il fabbricato è crollato pochi giorni dopo)



Fig. 25 - I detriti lasciati dalle acque del Fosso Tagià in Piazza Umberto I a Portovenere (14 agosto 2010)



Fig. 26 - L'erosione del canale di Vernazza a seguito della piena del 25 ottobre 2011



Fig. 27 - Gli effetti della piena del T. Pogliaschina a Borghetto Vara (25/10/2011)



Fig. 28 - Il Ponte della Colombiera ad Ameglia, travolto dalla piena del F. Magra del 25 ottobre 2011 (fonte www.apathbtolunch.com)

Note bibliografiche

ABBATE E. (1969) – *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., 84.

BALDACCI F., PETRESI A., SERANI A., TRIVELLINI M. (1996) – *Condizioni dei centri abitati di Ponzano Superiore, Falcinello e del loro territorio (Provincia della Spezia)*. Mem. Acc. Lunig. Sc. 64-65.

BALDACCI F., RAGGI G. (1969) *Bacino del Fiume Magra. Carta della franosità*. Istituto di Geologia dell'Università di Pisa. Tip. E.I.R.A. Firenze

BALDACCI F., RAGGI G. (1969) *Bacino del Fiume Magra. Carta della permeabilità delle rocce*. Istituto di Geologia dell'Università di Pisa. Tip. E.I.R.A. Firenze

CAVAZZA S., RAGGI G. (1977) – *Proposta di utilizzazione delle acque del Fiume Vara per usi idropotabili* – Mem. Acc. Lunig. Sc. 61

DECANDIA F. A., ELTER P. (1972) – *La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levante e la Val Graveglia (App. Ligure)* Mem. Soc. Geol. It., 11

DE STEFANIS A., MARINI M., TERRANOVA R., DE LUIGI G., (1978) – *I movimenti franosi di Guvano e di Rodalbia nelle Cinque Terre e i loro riflessi sulla morfologia della Costa Ligure e sugli insediamenti* Mem. Soc. Geol. It. 89

FEDERICI P.R., RAGGI G. (1975) – *Una nuova interpretazione della tettonica dei monti della Spezia* Boll. Soc. Geol. It., 94

FEDERICI P.R., BALDACCI F., PETRESI A., SERANI A. (2001) – *Atlante dei centri abitati instabili della Liguria. I. Provincia della Spezia* C.N.R. – Regione Liguria – Università degli Studi di Pisa

MONTEFORTI B., RAGGI G. (1975) – *Per la geologia dell'entroterra di La Spezia tra Sarzana e Zignago* Boll. Soc. Geol. It., 94

D'AMATO AVANZI G., GIANNECCHINI R., MARCHETTI D., NANNINI D., POCHINI A., PUCCINELLI A., RAGGI G. (2011) – *Lo studio della stabilità dei pendii attraverso la definizione del modello geologico e l'analisi numerica: l'esempio di Marinasco – Strà (Comune della Spezia)*. Mem. Acc. Lunig. Sc. 81.

RAGGI G. (1976) *Contributo alla conoscenza della idrogeologia della bassa val di Magra* – Mem. Acc. Lunig. Sc. 60.(1970)

RAGGI G. (1985) – *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica Plio – Pleistocenica del bacino del Fiume Magra* Mem. Soc. Geol. It., 30

RAGGI G. (1988) – *Aspetti e variazioni morfologiche dell'alveo del Fiume Vara nel periodo 1968 – 1987*. – Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana (1988)

RAGGI G., SANSONI G. (1993) – *Variazioni storiche e tendenza evolutiva della linea di riva lunense*. Mem. Acc. Lunig. Sc., 62 – 63.

RAGGI G. (1997) – *Uno sguardo alla geologia ed alla morfologia della Val di Vara* Mem. Acc. Lunig. Sc. 67 – 69

RAGGI G. (2007) – *Il sottosuolo della Spezia: le rocce, i terreni, le acque*. Mem. Acc. Lunig. Sc. 77

RAGGI G., RAGGI D., PINTUS S. (2010); – *Una sintesi sulle conoscenze dei fenomeni di instabilità della costiera delle Cinque Terre*. Mem. Acc. Lunig. Sc. 80.

Soglie pluviometriche critiche per l'innescò di frane superficiali a supporto della gestione di allerta: casi di studio nella Riviera Ligure di Levante (SP)

Riassunto

La Riviera Ligure di Levante rappresenta un'area ad elevato pregio ambientale, dettato principalmente dalla sua posizione geografica e dalla sua conformazione morfologica. Essa è infatti caratterizzata dalla presenza di rilievi che si affacciano direttamente sul Mar Ligure e che raggiungono 700-800 m s.l.m. Tali peculiarità creano un paesaggio del tutto particolare, con antichi terrazzamenti destinati alle attività agricole (pregiati sono i vigneti delle Cinque Terre) disposti su pendii acclivi, dirupi scoscesi a picco sul mare, saltuariamente interrotti da alcune insenature e piccole spiagge incastonate nelle rocce.

Da tali aspetti geografici, tuttavia, dipende anche il microclima locale, caratterizzato da una piovosità relativamente abbondante, ma che soprattutto può essere contraddistinta da eventi pluviometrici particolarmente intensi e concentrati in poche ore.

In diversi casi, forti piogge che hanno colpito la Riviera di Levante hanno provocato l'innescò di numerose frane, prevalentemente superficiali, creando notevoli disagi alla popolazione (per esempio, durante il nubifragio del 10 settembre 1981 si innescarono centinaia di frane nell'area di Levante). L'individuazione di soglie pluviometriche critiche per l'innescò di frane è quindi molto importante per la realizzazione di efficienti sistemi di allertamento, specialmente in una regione a forte vocazione turistica e con problematiche di viabilità.

Con lo scopo di contribuire ad individuare la pericolosità di frana di questa area, è stata eseguita un'analisi dettagliata dei principali eventi pluviometrici pregressi dal 1967 al 2006 e confrontati con gli eventuali effetti prodotti dagli stessi sul territorio (frane, alluvioni, ecc.) desunti da notizie storiche. Ciò è stato fatto al fine di esaminare la relazione esistente tra

alcune caratteristiche fisiche degli eventi (pioggia cumulata, intensità, durata della pioggia) e l'attività delle frane. In particolare, gli eventi pluviometrici più importanti sono avvenuti negli anni 1968, 1970, 1977, 1981, 1984, 1992, 1996, 1998 e 2000.

Molti tentativi sono stati fatti, in varie parti del mondo, per ottenere una relazione tra i parametri della pioggia e l'innesco di frane superficiali per identificare delle soglie pluviometriche critiche. Per l'area di studio, sono state definite delle soglie in termini di intensità e durata della pioggia di evento, della pioggia annua media (PAM) e delle piogge antecedenti. Le soglie ottenute sono state inoltre confrontate con quelle ottenute da altri autori in aree limitrofe e con una generale ricavata su una base dati riguardante eventi occorsi in tutto il mondo.

1. INTRODUZIONE

La Riviera Ligure di Levante (fig. 1), in Provincia della Spezia, comprende aree dell'Appennino settentrionale, che, per posizione geografica, conformazione morfologica e caratteristiche climatiche, sono particolarmente esposte a fenomeni meteorologici intensi e/o prolungati. Essa, infatti, è caratterizzata da rilievi che sfiorano gli 800 m, spesso a picco sul mare, intercettando quindi le masse d'aria umide di origine atlantica e mediterranea e favorendo copiosi eventi meteorici, anche temporaleschi (la pioggia media annua arriva ad oltre 1500 mm – fig. 2).

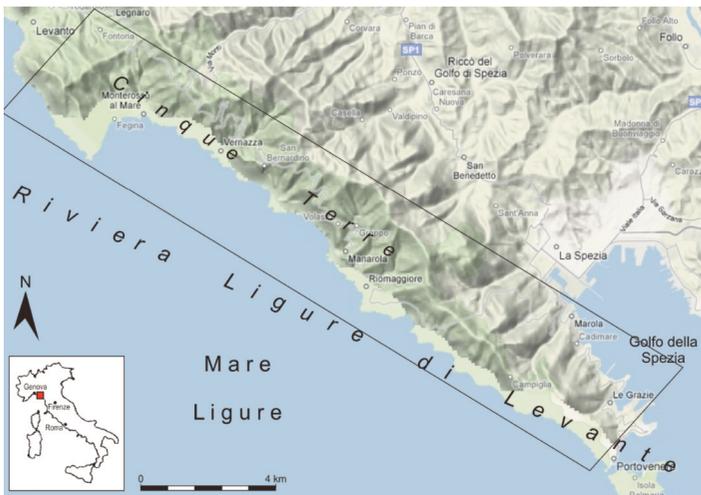


Fig. 1 - Ubicazione geografica della Riviera Ligure di Levante e delle Cinque Terre (da Google Maps, 2009, modificata).

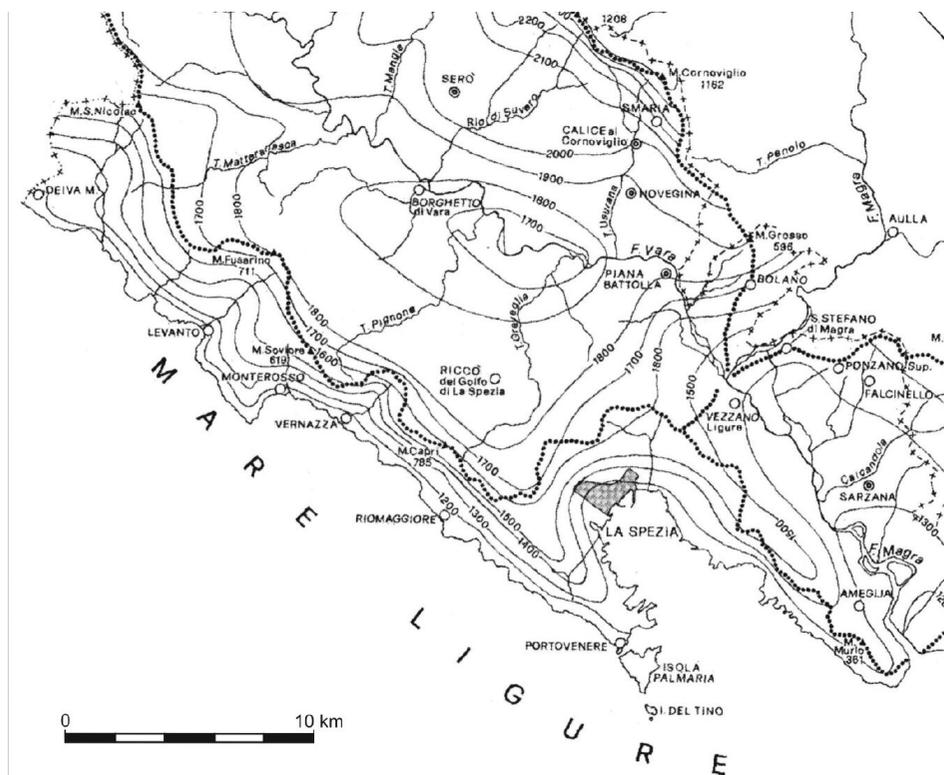


Fig. 2 - Carta delle isoiete dell'area di studio (da Federici et al., 2001, modificata).

Questi eventi attivano spesso molteplici frane, generalmente superficiali e piuttosto rapide nell'innesco e nell'evoluzione, che hanno un impatto talora distruttivo sul territorio (figg. 3 e 4). Inoltre, le piene dei torrenti sono generalmente dirompenti, a causa delle elevate pendenze che gli attribuiscono valori dei tempi di corrvazione estremamente bassi. Recenti esempi si sono verificati ripetutamente anche nell'autunno/inverno 2008-2009, con forti disagi per la popolazione e danni alle infrastrutture.

Nonostante interessino spessori generalmente modesti di materiale (mediamente inferiori a 2 m), fenomeni franosi del tipo *soil slip-debris flows*, secondo terminologie frequentemente richiamate in letteratura (Campbell, 1975; Ellen, 1988; Giannecchini, 2003; D'Amato Avanzi et al., 2004; Pike & Sobieszczyk, 2006), generati in concomitanza di eventi pluviometrici intensi, possono essere caratterizzati da un'elevata concentrazione areale, che, unitamente alla possibilità di innescarsi in molteplici scenari geologico-morfologici, conferiscono loro un'elevata pericolosità e una notevole probabilità di interferire con aree antropizzate.

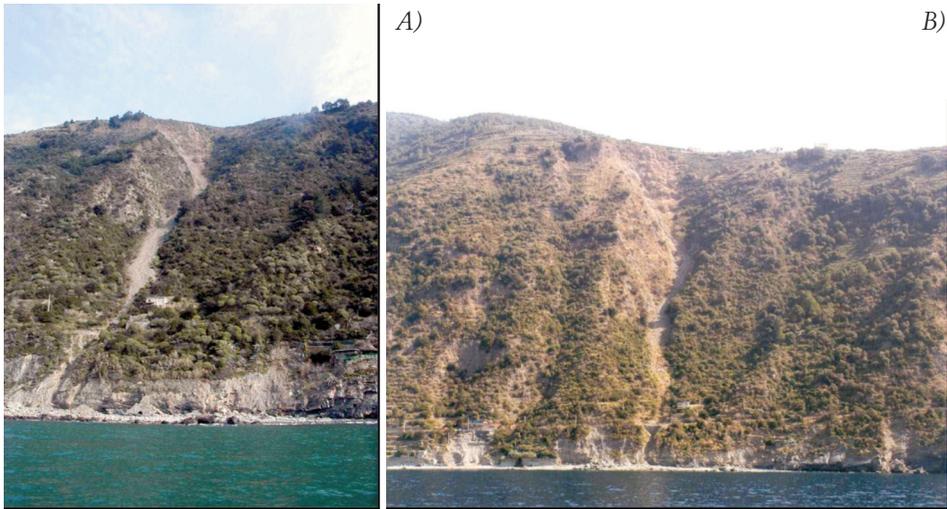


Fig. 3 - Alcuni esempi di frane innescate da eventi pluviometrici intensi nelle Cinque Terre (A: frana di Guvano – cortesia EptaConsult, La Spezia; B: frana di Volastra – APAT, 2007).



Fig. 4 - L'evento del 15-16 marzo 2001 così come riportato dal quotidiano La Nazione.

Proprio il particolare impatto sul territorio di questi fenomeni motiva la grande attenzione che da alcuni anni viene rivolta alle frane rapide da parte della ricerca scientifica e degli amministratori, anche in virtù della crescita demografica e dell'urbanizzazione di aree a rischio. Poiché esse sono in grado di raggiungere concentrazioni elevatissime una volta superati valori pluviometrici critici (Govi et al., 1985; D'Amato Avanzi et al., 2004), uno degli obiettivi della ricerca scientifica è proprio quello di stabilire dei livelli di pioggia, ovvero delle soglie pluviometriche critiche, in base ai quali far dipendere l'attivazione delle fasi di preallarme e allarme nei piani di protezione civile per il rischio idrogeologico.

Per l'area della Riviera Ligure di Levante, la possibilità di disporre di adeguati piani di emergenza sarebbe particolarmente auspicabile; essa, infatti, oltre ad essere caratterizzata da aspetti geologici, geomorfologici e climatici particolarmente predisponenti l'innescò di questo tipo di frane, è costituita anche da un tessuto socio-economico e culturale particolarmente delicato. In effetti, quest'area, ed in particolare le rinomate Cinque Terre, caratterizzata da paesaggi di inestimabile valore, basa il proprio sostentamento sull'attrazione turistica, soprattutto primaverile-estiva, e sulla viticoltura. Quest'ultima, che fornisce vini pregiati e noti in tutto il mondo (lo Sciachetrà) grazie al particolare microclima dell'area, è resa possibile dall'esistenza di antichi terrazzamenti su pendii assai acclivi, caratterizzati da un equilibrio estremamente fragile. Questa zona è inoltre costellata da piccoli paesi con infrastrutture viarie spesso precarie, che rischiano l'interruzione in occasione di eventi franosi anche di modeste dimensioni, con isolamento delle frazioni.

A dispetto della fragilità dell'area, pochi sono gli studi che si sono occupati dei problemi di stabilità dei versanti della Riviera di Levante e spesso sono a carattere generale (Baldacci & Raggi, 1969; De Stefanis & Terranova, 1970), rivolti ad alcuni centri abitati in particolare (Federici et al., 2001) o a casi particolari di dissesto (De Stefanis et al., 1978; Chelli, 2000); al momento, non risultano invece studi di dettaglio nel campo specifico delle soglie pluviometriche critiche.

Allo scopo quindi di contribuire alla valutazione della pericolosità di frana, è stata effettuata una dettagliata analisi dei principali eventi pluviometrici che hanno interessato la Riviera Ligure di Levante (Damilano, 2008). I dati pluviometrici registrati da tre stazioni ricadenti nell'area (Levanto, Portovenere, Vernazza, vedi figg. 1 e 2) durante il quarantennio 1967-2006 (completo solo per Levanto e Portovenere, mentre Vernazza è stato istituito solo negli ultimi anni) sono stati analizzati e confrontati con le conseguenze prodotte (soprattutto in termini di frane mobilizzate) dai principali eventi meteorici, al fine di esaminare la relazione esistente tra entità delle piogge e attività delle frane.

Questo tipo di approccio, di natura essenzialmente empirica, è stato introdotto da Caine (1980), applicandolo su molteplici eventi meteorici intensi accaduti in varie parti del mondo con lo scopo di individuare una curva-soglia generale valida in molti contesti climatici e paesaggistici. In realtà, come è stato dimostrato da molteplici autori (tra gli altri: Fukuoka, 1980; Govi & Sorzana, 1980; Cancelli & Nova, 1985; Crozier, 1986; Wieczorek & Sarmiento, 1988; Jibson, 1989; Cannon & Ellen, 1988; Chien-Yuan et al., 2005; Giannecchini 2003, 2005, 2006; Governi, 2005;

Piccioli, 2006), tale curva non può avere una rappresentatività generale, ma deve essere ricavata ed utilizzata soltanto in contesti geologici, geomorfologici e climatici sostanzialmente omogenei.

2. SOGLIE PLUVIOMETRICHE

È noto che la pioggia rappresenta la principale causa di innesco di fenomeni franosi in generale e delle frane superficiali in particolare. Comunemente, essa contribuisce all'innesco mediante infiltrazione di acqua nei terreni di copertura, che determina un incremento delle pressioni neutre e una diminuzione della suzione. La considerazione che, in un medesimo contesto geologico, geomorfologico e climatico, alcuni eventi causano frane ed altri no ha indotto la ricerca scientifica ad analizzare la relazione esistente tra la pioggia (quantità, intensità, durata, ecc.) e l'innesco di frane. Ciò allo scopo di individuare dei valori di pioggia critici oltre i quali si ha un'elevata probabilità di attivazioni (Crozier, 1986).

L'entità di pioggia necessaria ad innescare frane può variare considerevolmente anche per pendii adiacenti, in ragione, oltre che degli aspetti già citati, anche delle caratteristiche geotecniche dei materiali, dello spessore delle coperture, dell'esposizione, dell'umidità dei terreni, ecc. Per tale motivo, la determinazione delle soglie pluviometriche critiche è molto problematica su area vasta, a causa della mancanza di omogeneità delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche, geotecniche e climatiche.

Un aspetto particolarmente significativo è rappresentato dal contenuto di acqua nei terreni di copertura che possono essere coinvolti in fenomeni di instabilità: esso infatti può variare considerevolmente in dipendenza della stagione, di un particolare periodo climatico o anche per effetto di piogge antecedenti all'evento pluviometrico innescante le frane. In alcuni casi, e in condizioni pluviometriche particolari (piogge persistenti per diversi giorni) potrebbero anche essere generate vere e proprie falde freatiche temporanee. Per questi motivi, è estremamente importante identificare non un unico valore critico di pioggia, ma un *range* di valori soglia che tengano conto in qualche modo delle condizioni di umidità dei terreni e quindi dell'entità delle piogge antecedenti. Da questo punto di vista, l'approccio di tipo empirico, come quello usato in questo lavoro, può fornire risultati interessanti anche su aree relativamente ampie. Infatti, con i modelli fisicamente basati si possono analizzare in dettaglio solo pochi pendii, a causa dell'elevata quantità di dati (geologici, geotecnici, ecc.) necessari. Una generalizzazione su area più vasta dei risultati ottenuti a scala locale mediante una metodologia di questo tipo potrebbe introdurre errori significativi nell'identificazione delle soglie pluviometriche critiche.

L'approccio empirico, se usato con dati pluviometrici rigorosi e utilizzando informazioni precise sull'attività di frana, ha una valenza prettamente probabilistica.

Il concetto di soglia pluviometrica fu introdotto da Campbell (1975) e teorizzato successivamente da Starkel (1979) in termini di relazione durata/intensità della pioggia. Molti tentativi sono stati fatti per determinare la minima altezza o intensità di pioggia necessaria all'innescò di frane (Eyles, 1979; Caine, 1980; Fukuoka, 1980; Govi & Sorzana, 1980; Brand, 1985; Cancelli & Nova, 1985; Crozier, 1986; Cannon & Ellen, 1988; Wieczorek & Sarmiento, 1988; Jibson, 1989; Wilson, 2000; Chien-Yuan et al., 2005; Giannecchini 2005, 2006, etc.). In questi casi, le curve-soglia pluviometriche sono state ottenute adottando criteri di tipo empirico. Altri autori (ad es. Wilson & Wieczorek, 1995; Crosta, 1998) hanno invece privilegiato i metodi fisicamente basati.

3. SOGLIE PLUVIOMETRICHE CRITICHE NELLA RIVIERA LIGURE DI LEVANTE

Nella Riviera Ligure di Levante i maggiori problemi relativi alla stabilità dei versanti sono legati alle frane superficiali. Queste vengono generalmente innescate da eventi meteorici molto intensi (ad esempio, oltre 200 mm in 6 ore durante l'evento che si abbatté nell'area di Levante il 10 settembre 1981). Peraltro, anche eventi meno intensi, ma di maggiore durata, possono in qualche caso produrre frane superficiali (come accadde durante l'evento del 11-12 ottobre 1991 con circa 160 mm in 17 ore). In questi casi, spesso l'evento innescante è preceduto da abbondanti piogge antecedenti, che assicurano un elevato tenore di umidità ai terreni, talvolta vere e proprie falde temporanee, abbassando così la quantità di pioggia critica in grado di innescare frane.

In genere, la tipologia di frana innescata da questi eventi è abbastanza tipica per morfologia e dinamica: si tratta di frane superficiali rapide (scorrimento-colata), con rapporto larghezza/lunghezza tipicamente inferiore all'unità, che coinvolgono spessori modesti (inferiori a 2 m) di materiale detritico-colluviale al di sopra del substrato roccioso. Nonostante il modesto volume di materiale mobilizzato, queste frane possono essere distruttive sia per l'elevata velocità che possono raggiungere a causa della fluidificazione dei materiali, sia perché tendono a destabilizzare numerosi versanti una volta che viene superata la soglia pluviometrica critica in una data area. Il materiale mobilizzato dalle frane (terra, detrito, massi, tronchi d'albero sradicati) spesso confluisce nella rete idrografica secondaria, incrementando il carico solido dei torrenti e originando flussi iperconcentrati ad elevato potere distruttivo.

Studi realizzati sulle frane innescate durante l'alluvione del giugno 1996 in Alta Versilia (D'Amato Avanzi et al., 2000, 2004) hanno evidenziato alcuni fattori ricorrenti nelle aree di innesco, al fine di una valutazione della pericolosità. Le frane tendono infatti a coinvolgere i materiali di copertura (spessore 1-2 m) di rocce prevalentemente impermeabili, su pendii caratterizzati da pendenze comprese tra 30° e 45° e da un assetto morfologico concavo. Più difficile risulta una valutazione della pericolosità temporale, legata all'individuazione di soglie pluviometriche critiche (analizzate per le aree della Versilia da Giannecchini, 2003, 2005, 2006) per l'innesco di questo tipo di frane e alla valutazione dei tempi di ritorno degli eventi in grado di raggiungere tali soglie. Questa ricerca si inserisce quindi in questo contesto, cercando di offrire un contributo utile alla determinazione delle soglie critiche per le aree della Riviera Ligure di Levante.

3.1 Metodologia di lavoro

Allo scopo di stabilire le soglie pluviometriche critiche, sono stati identificati e analizzati tutti i principali eventi piovosi verificatisi nell'area di studio nel periodo 1967-2006. Come stazioni pluviometriche di riferimento sono state utilizzate quelle di Levante (2 m s.l.m.), Portovenere (20 m s.l.m.) e Vernazza (160 m s.l.m.), ubicate rispettivamente all'estremità occidentale, orientale e nella zona centrale dell'area indagata (fig. 1). Le stazioni di Levante e Portovenere risultano dotate di pluviometro registratore fino al 2003-2004, mentre successivamente sono state equipaggiate con pluviometro elettronico. La necessità di disporre di tali tipi di strumenti è dettata dal fatto che essi permettono una registrazione continua dell'evento, potendone così effettuare scansioni orarie anche per eventi di durata inferiore alle 24 ore. Per la stazione di Vernazza, dotata di pluviometro elettronico dal 2003, erano disponibili in realtà solo gli anni dal 2003 al 2006, periodo troppo breve per poter effettuare valutazioni di tipo statistico; è stato comunque deciso di analizzarne i dati proprio perché ubicata all'interno delle Cinque Terre. Non è superfluo sottolineare che le stazioni di Levante e Portovenere, essendo prossime al livello del mare, possono non rappresentare perfettamente le piogge dell'intera area, caratterizzate da gradienti orografici, e quindi pluviometrici, significativi. Purtroppo, se si fa eccezione per Vernazza, non dotata però di serie storica, esse rappresentano le uniche stazioni disponibili per l'area.

La ricerca ha permesso di ottenere 290 eventi pluviometrici significativi al pluviometro di Levante, 184 a quello di Portovenere e 48 per Vernazza. L'importanza di ogni singolo evento piovoso è stata valutata sulla base del

risponso del pluviogramma o del tabulato elettronico: ad esempio, sono stati presi in considerazione eventi con bassa durata (1-2 ore) ed elevata intensità (20-30 mm/h), oppure elevata durata (40-50 ore) e bassa intensità (2-4 mm/h), oltre a tutti quelli intermedi. Per tutti gli eventi raccolti, è stata effettuata una ricerca d'archivio al fine di individuarne gli effetti prodotti sui versanti. Infatti, le tracce lasciate sui versanti da questo tipo di frane vengono generalmente riassorbite dalla vegetazione entro 4-5 anni, senza lasciare significative tracce geomorfologiche, che potrebbero essere rilevate durante rilievi di campagna (Giannecchini, 2006). Se non vengono quindi effettuate mappe delle frane per ogni singolo evento, possibile per eventi recenti, meno probabile per quelli del passato, la ricerca storica diventa uno strumento molto utile per quantificare l'entità degli effetti prodotti dai singoli eventi piovosi.

La ricerca storica è stata quindi effettuata sulla base della consultazione di dati conservati presso le amministrazioni locali, relazioni tecniche, articoli tecnici e scientifici, quotidiani nazionali e locali e sulla base delle testimonianze rilasciate dagli abitanti. Tra gli eventi meteorici registrati dalle stazioni pluviometriche, almeno 11 hanno provocato effetti significativi, con l'attivazione di un certo numero di frane. In particolare, tra questi si ricordano quelli del 1968, 1970, 1977, 1981, 1984, 1992, 1996, 1998 e 2000.

Con riferimento alla distribuzione stagionale (fig. 5), gli eventi meteorici censiti si verificano preferenzialmente in autunno (intorno al 40% nel periodo settembre-novembre per tutte le stazioni pluviometriche di riferimento); ciò è verosimilmente legato al transito delle perturbazioni di origine atlantica che si verifica nel periodo autunnale. Guzzetti (2000) ha ottenuto risultati analoghi su scala nazionale, mentre Giannecchini (2006), Governi (2005) e Caredio (1994) sono giunti alle stesse conclusioni rispettivamente per le aree delle Alpi Apuane meridionali, della Media Valle del Serchio e della Piana di Lucca. Peraltra, i grafici di fig. 5 mostrano che un po' in tutte le stagioni possono verificarsi episodi piovosi significativi, talvolta anche con conseguenze dannose (ad esempio l'evento del marzo 2001). Del resto, uno dei più disastrosi eventi pluviometrici che hanno interessato l'adiacente area apuana si è verificato nel mese di giugno (D'Amato Avanzi & Giannecchini, 2004).

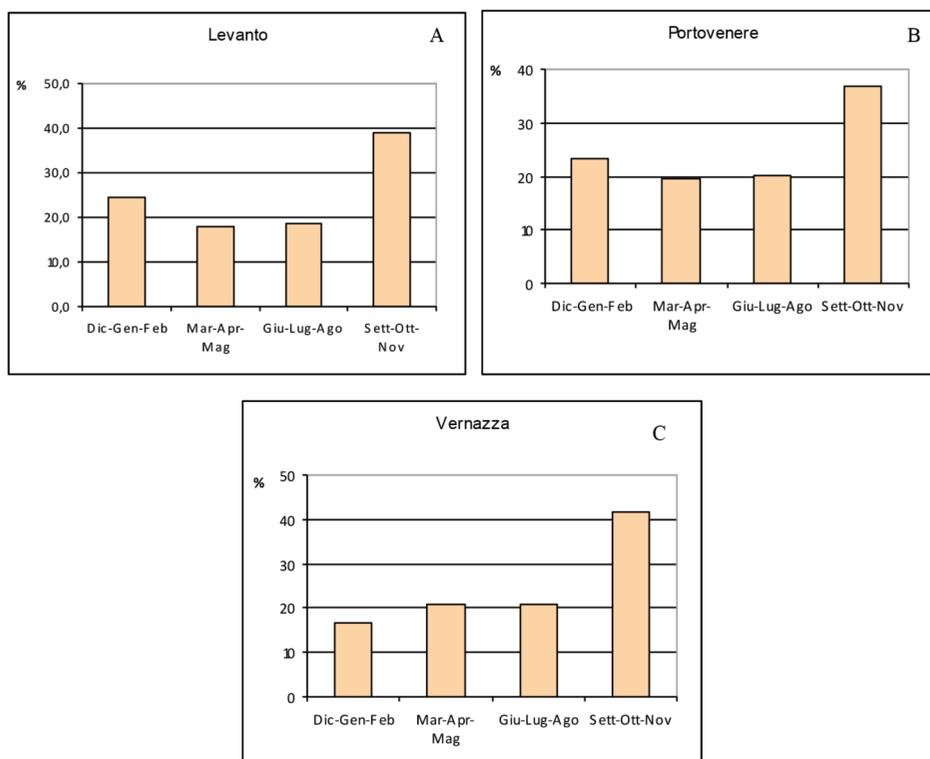


Fig. 5 - Distribuzione stagionale degli eventi pluviometrici censiti alle stazioni di Levanto (290 eventi, A), Portovenere (184, B) e Vernazza (48, C) per il periodo 1967-2006 (Levanto e Portovenere) e 2003-2006 (Vernazza).

In fig. 6 è riportato il numero di eventi piovosi analizzati per ogni anno indagato e della pioggia annua registrata nella stazione pluviometrica di Levanto dal 1967 al 2006, ovvero quella per la quale si dispone di un maggior numero di informazioni. Dal grafico emerge una certa variabilità. Gli anni con il maggior numero di eventi piovosi presi in considerazione sono il 2002 e il 2005 con 14 eventi meteorici significativi, per i quali purtroppo non si dispone del quantitativo annuo di pioggia registrato¹⁾. Il 1981 risulta invece quello con meno frequenza di eventi pluviometrici significativi (3).

1) La mancanza del dato relativo alla pioggia annua è legata al mancato o non corretto funzionamento del pluviometro in alcuni giorni dell'anno, per cui non è possibile stabilire l'entità effettiva della cumulata annua.

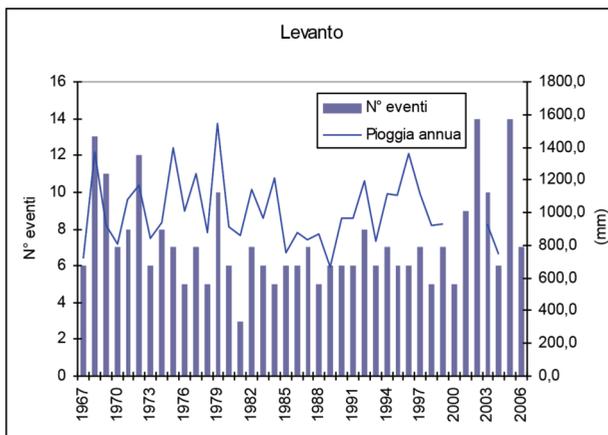


Fig. 6 - Distribuzione annuale dei principali eventi piovosi registrati dalla stazione di Levanto tra il 1967 e 2006 confrontata con l'andamento delle piogge annue.

Per ogni evento considerato, i seguenti parametri sono stati raccolti e analizzati: pioggia cumulata (mm), durata (ore), intensità media (mm/ora), precipitazione media annua (PMA, mm).

Sulla base dell'entità degli effetti provocati, desunti dalle informazioni raccolte, tutti gli eventi censiti (290 per Levanto, 184 per Portovenere, 48 per Vernazza) sono stati distinti in tre gruppi: eventi che hanno provocato molteplici frane e fenomeni alluvionali (definiti "eventi con molti effetti" nei grafici e nelle tabelle che seguono); eventi che hanno prodotto diverse frane e qualche fenomeno alluvionale ("eventi con diversi effetti"); eventi che hanno prodotto localmente qualche frana e fenomeno alluvionale ("eventi con effetti modesti"); eventi di cui non si ha alcuna informazione circa gli effetti provocati ("eventi senza effetti"). Questi ultimi, generalmente, coincidono con eventi che, di fatto, non hanno provocato conseguenze; non è però possibile escludere che in realtà le eventuali conseguenze prodotte potrebbero non avere avuto un'eco tale da essere riportata su fonti tecniche o giornalistiche, oppure queste potrebbero non essere state rinvenute durante la ricerca. La tab. 1 riporta la distinzione degli eventi pluviometrici censiti nei vari gruppi sulla base delle conseguenze prodotte.

	n° eventi senza effetti	n° eventi con effetti modesti	n° eventi con diversi effetti	n° eventi con molti effetti	Totale
Levanto	183 (63%)	75 (26%)	29 (10%)	3 (1%)	290
Portovenere	125 (68%)	50 (27%)	9 (5%)	0 (0%)	184
Vernazza	35 (73%)	13 (27%)	0 (0%)	0 (0%)	48

Tab. 1 - N° di eventi e relativa percentuale per ogni raggruppamento individuato sulla base degli effetti prodotti dagli eventi meteorici analizzati.

Come si può notare dalla tabella, il maggior numero di eventi non ha prodotto alcuna conseguenza (o non se ne ha notizia), mentre eventi con effetti importanti sono stati rinvenuti solo per l'area di Levanto (10 settembre 1981, 3-4 ottobre 1990, 16-18 novembre 1996).

3.2 Curve-soglia durata/intensità

Risultati significativi sono emersi dalle analisi dei rapporti durata/intensità degli eventi indagati per le stazioni di Levanto, Portovenere e Vernazza (figg. 7, 8, 9). Riportando infatti su grafici bilogaritmici con in ascissa la durata di evento (in ore) e in ordinata l'intensità dello stesso (in mm/ora) e distinguendo ogni singolo evento sulla base degli effetti provocati, si nota come, con buona approssimazione, gli eventi si dispongano in modo da riconoscere dei campi che potrebbero essere associati a differenti condizioni di stabilità. Mediante un'operazione di *fitting* manuale, è possibile quindi tracciare delle curve (curve-soglia pluviometriche) che separano tali campi. La scelta del *fitting* manuale piuttosto che automatico è dettata dal fatto che quello manuale può consentire la scelta di un curva-soglia mirata a porsi in condizioni maggiormente cautelative.

I risultati più interessanti sono stati ottenuti per la stazione di Levanto (fig. 7), sia per l'elevato numero di informazioni disponibili, sia per la variabilità degli effetti causati dagli eventi pluviometrici. Sono state infatti individuate qualitativamente tre curve-soglia: una inferiore, di equazione $I = 18,998 D^{-0,672}$, che separa il campo di stabilità (probabilità molto bassa che si verificano eventi franosi) dal campo di instabilità inferiore (probabilità media); una intermedia, di equazione $I = 43,279 D^{-0,7254}$, che delimita il campo di instabilità inferiore dal campo di instabilità intermedio (probabilità alta); sulla base dei pochi eventi disponibili che hanno provocato molte frane, è stata infine ipotizzata la curva-soglia superiore, di equazione $I = 131,65 D^{-0,9417}$, che separa il campo di instabilità intermedio dal campo di instabilità superiore (probabilità molto alta), dove è quindi massima la probabilità che un evento provochi molte frane e/o allagamenti, con ingenti danni materiali e rischi altissimi per la vita umana.

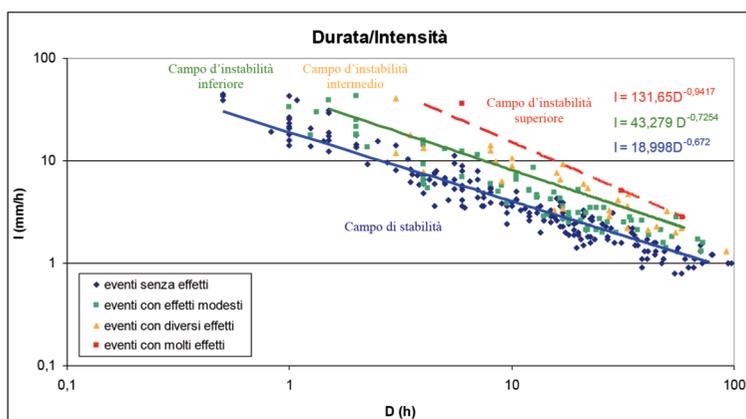


Fig. 7 - Relazione durata/intensità dei 290 eventi meteorici registrati al pluviometro di Levanto. Sulla base degli effetti provocati sono riconoscibili tre curve-soglia: una inferiore (blu), una intermedia (verde) e una superiore (rossa).

Al fine di apprezzare la validità di tali curve, è stata valutata la probabilità con la quale ciascun tipo di evento (eventi senza effetti, eventi con effetti modesti, eventi con diversi effetti ed eventi con molti effetti) ricade all'interno del campo di stabilità di competenza. I risultati sono mostrati in tab. 2.

	Campo di stabilità	Campo di instabilità inferiore	Campo di instabilità intermedio	Campo di instabilità superiore
Eventi senza effetti (%)	72,3	27,7	0	0
Eventi con effetti modesti (%)	10,7	82,6	6,7	0
Eventi con diversi effetti (%)	0	46,7	53,3	0
Eventi con molti effetti (%)	0	0	0	100

Tab. 2 - Distribuzione percentuale dei vari eventi in ogni campo di stabilità definito. In grigio è evidenziata la cella di competenza della relativa classe di eventi.

La tabella mostra come in generale siano stati ottenuti risultati piuttosto buoni; più incerta è risultata la collocazione degli “eventi con diversi effetti”. Nel campo di instabilità superiore si colloca invece il 100% degli “eventi con molti effetti”; tuttavia, lo scarso numero di tali eventi (solo 3), rende il risultato ancora incerto dal punto di vista statistico.

Seppur con minor numero di informazioni, risultati analoghi sono stati ottenuti anche per le stazioni pluviometriche di Portovenere (fig. 8) e Vernazza (fig. 9). In questi casi, è stato però possibile individuare rispettivamente soltanto due curve (inferiore e intermedia, di equazione $I = 37,813 D^{-0,9138}$ e $I = 94,482 D^{-0,9811}$ per Portovenere – fig. 8), e una curva (inferiore, di equazione $I = 21,816D^{-0,7648}$ per Vernazza – fig. 9).

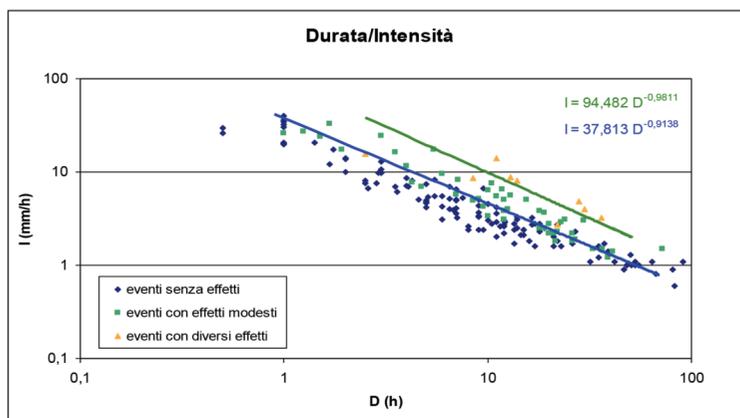


Fig. 8 - Relazione durata/intensità dei 184 eventi meteorici registrati al pluviometro di Portovenere. Sulla base degli effetti provocati sono riconoscibili due curve-soglia.

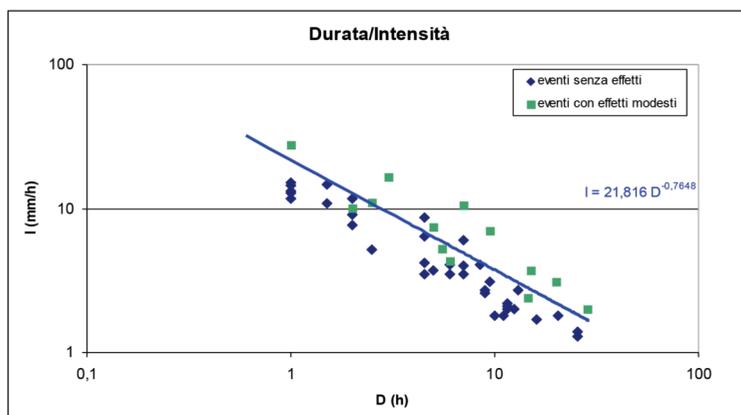


Fig. 9 - Relazione durata/intensità dei 48 eventi meteorici registrati al pluviometro di Vernazza. A causa del limitato numero di eventi disponibili è riconoscibile soltanto la curva-soglia inferiore.

Il confronto tra le curve-soglia ricavate per le tre stazioni di riferimento ha permesso di verificare una buona corrispondenza (fig. 10), che configura presumibilmente una certa omogeneità nelle caratteristiche geologiche, geomorfologiche e climatiche di tutta la fascia costiera tra Levante e Portovenere.

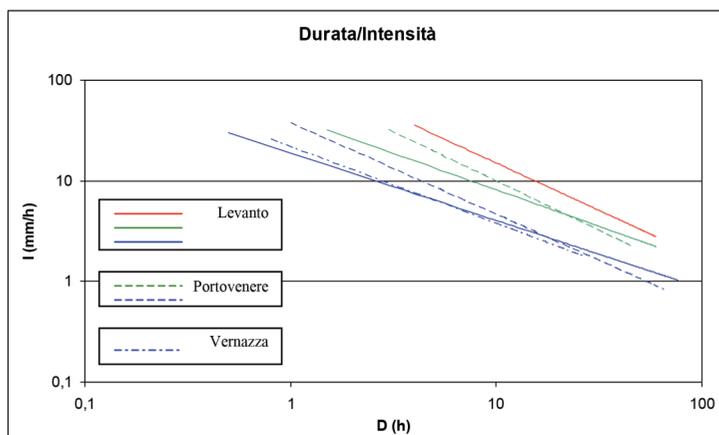


Fig. 10 - Confronto tra le curve-soglia pluviometriche individuate per Levanto, Portovenere e Vernazza in termini di relazione durata/intensità.

Le curve-soglia ottenute per la Riviera Ligure di Levante sono state poi confrontate con altre curve-soglia ottenute da vari autori in aree limitrofe (fig. 11). In particolare, sono state prese in considerazione le Alpi Apuane meridionali (Giannecchini, 2003, 2005, 2006) e la Media Valle del Serchio (Governi, 2005).

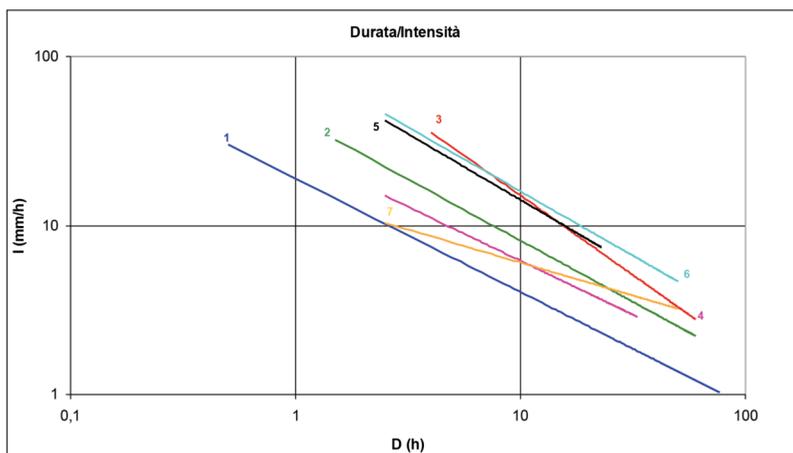


Fig. 11 - Confronto tra le curve-soglia pluviometriche individuate per Levanto con quelle ottenute per aree limitrofe (1, 2, 3: curve-soglia inferiore, intermedia e superiore Levanto; 4, 5: curve-soglia inferiore e superiore Alpi Apuane meridionali – Giannecchini, 2003, 2005, 2006; 6: curva-soglia Media Valle del Serchio – Governi, 2005; 7: curva-soglia mondiale – Caine, 1980).

Dal confronto emerge una corrispondenza nella collocazione delle varie curve-soglia ottenute. Nella stessa figura è riportata anche la curva-soglia proposta da CAINE (1980) sulla base dello studio di una serie di eventi verificatisi in tutto il mondo, e quindi con ipotesi di validità generale. Come si vede dal confronto con le altre curve, questa viene sovente superata, indicando, per le aree della Liguria orientale e della Toscana nord-occidentale, valori maggiori delle soglie critiche in grado di destabilizzare i versanti. Ciò dimostra ancora una volta come queste metodologie possano applicarsi ad aree ristrette, in condizioni geologiche, geomorfologiche, geotecniche, idrogeologiche e climatiche ragionevolmente omogenee, come del resto era già stato evidenziato da Giannecchini (2005, 2006) e Guzzetti *et alii* (2005, 2007).

3.3 Normalizzazione mediante la pioggia media annua (PMA)

Diversi autori (ad es., Govi & Sorzana, 1980; Govi *et alii*, 1985; Cannon & Ellen, 1988; Giannecchini, 2005, 2006), basandosi sull'assunzione che ciascun territorio è in equilibrio con le proprie caratteristiche climatiche medie, hanno messo in relazione gli eventi pluviometrici censiti con la pioggia media annua (PMA), al fine di normalizzare le informazioni pluviometriche. Per l'area di studio, la pioggia media annua è risultata pari a 1005,2 mm (Levanto, 1967-2006), 822,2 mm (Portovenere, 1967-2006) e 913,7 mm (Vernazza, 2003-2006).

L'esito della normalizzazione è risultato piuttosto interessante. Introducendo il parametro NSR (*Normalized Storm Rainfall* – Corominas, 2001), ovvero il rapporto tra la pioggia di evento e la PMA, sono state analizzate le relazioni intensità/NSR e durata/NSR riferite a ciascun evento pluviometrico censito. Quindi, analogamente a quanto mostrato per i rapporti durata/intensità, gli eventi sono stati confrontati sulla base degli effetti prodotti. In fig. 12 e 13 sono riportati i risultati relativi alla stazione di Levanto, l'area per la quale si dispone di maggiori informazioni.

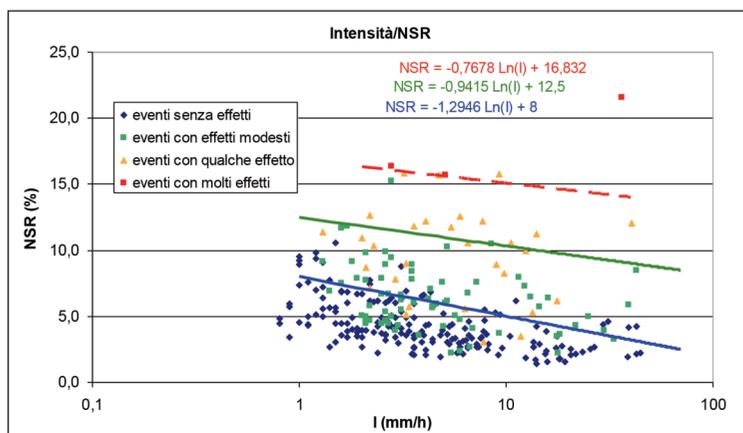


Fig. 12 - Relazione intensità/NSR per i 290 eventi meteorici registrati al pluviometro di Levanto. Sulla base degli effetti provocati sono riconoscibili tre curve-soglia: una inferiore (blu), una intermedia (verde) e una superiore (rossa).

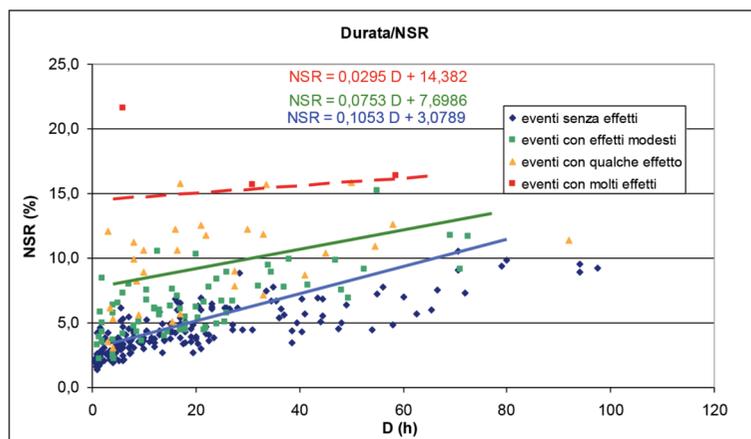


Fig. 13 - Relazione durata/NSR per i 290 eventi meteorici registrati al pluviometro di Levanto. Sulla base degli effetti provocati sono riconoscibili tre curve-soglia: una inferiore (blu), una intermedia (verde) e una superiore (rossa).

Anche in questi casi, è possibile distinguere, con buona approssimazione, tre curve-soglia. Nel primo caso (fig. 12) esse hanno equazione:
 $NSR = -0,7678 \ln(I) + 16,832$ (curva soglia superiore)
 $NSR = -0,9415 \ln(I) + 12,5$ (curva soglia intermedia)
 $NSR = -1,2946 \ln(I) + 8$ (curva soglia inferiore)

Nel secondo caso (fig. 13) le equazioni risultano:
 $NSR = 0,0295 D + 14,382$ (curva soglia superiore)

NSR = 0,0753 D + 7,6986 (curva soglia intermedia)

NSR = 0,1053 D + 3,0789 (curva soglia inferiore)

Nei grafici riportati, le tre curve-soglia possono ancora ragionevolmente delimitare quattro campi a differente grado di stabilità.

Anche per queste relazioni e allo scopo di stimarne la bontà, è stata valutata la probabilità con la quale ciascun tipo di evento (eventi senza effetti, eventi con effetti modesti, eventi con diversi effetti ed eventi con molti effetti) ricade all'interno del campo di stabilità di competenza. I risultati sono mostrati nelle tabb. 2 e 3.

	Campo di stabilità	Campo di instabilità inferiore	Campo di instabilità intermedio	Campo di instabilità superiore
Eventi senza effetti (%)	91,3	8,7	0	0
Eventi con effetti modesti (%)	48	50,7	1,3	0
Eventi con diversi effetti (%)	13,3	40	43,4	3,3
Eventi con molti effetti (%)	0	0	0	100

Tab. 2 - Distribuzione percentuale dei vari eventi in ogni campo di stabilità definito nel grafico Intensità/NSR. In grigio è evidenziata la cella di competenza della relativa classe di eventi.

	Campo di stabilità	Campo di instabilità inferiore	Campo di instabilità intermedio	Campo di instabilità superiore
Eventi senza effetti (%)	84,2	15,8	0	0
Eventi con effetti modesti (%)	34,7	60,0	5,3	0
Eventi con diversi effetti (%)	6,7	40,0	50,0	3,3
Eventi con molti effetti (%)	0	0	0	100

Tab. 3 - Distribuzione percentuale dei vari eventi in ogni campo di stabilità definito nel grafico Durata/NSR. In grigio è evidenziata la cella di competenza della relativa classe di eventi.

Anche le relazioni intensità/NSR e durata/NSR mostrano corrispondenze interessanti in riferimento alla collocazione degli eventi censiti nei vari campi di stabilità individuati. Le maggiori incertezze si evidenziano soprattutto nella collocazione degli eventi con “effetti modesti” e negli “eventi con diversi effetti”.

4. Considerazioni conclusive

In una regione quale la Riviera Ligure di Levante, caratterizzata da numerosi elementi a rischio (ambiente, centri abitati, infrastrutture, viti-coltura, turismo, ecc.) e particolarmente esposta a intensi fenomeni meteo-

rologici, la conoscenza della quantità di pioggia minima richiesta per l'attivazione di frane superficiali risulta certamente utile nella gestione del rischio idrogeologico.

Allo scopo di contribuire alla valutazione della pericolosità di frana, è stata intrapresa un'analisi dettagliata dei principali eventi pluviometrici che si sono manifestati nella porzione di Liguria orientale tra Portovenere e Levanto, in provincia della Spezia, analizzandone i dati quantitativi (in termini di pioggia cumulata, durata, intensità, entità delle piogge antecedenti) e verificandone, mediante un'accurata ricerca di archivio, le conseguenze prodotte sul territorio.

L'uso di un approccio di tipo empirico, pur utilizzando risultati scaturiti da una mera valutazione statistica nel confronto tra eventi meteorici con differenti effetti causati, può avere ugualmente un'utile valenza quando non si abbiano sufficienti dati di sottosuolo per discriminare i versanti di una certa area esposta a rischio secondo modelli fisicamente basati. Ciò assume maggior significato se l'indagine pregressa viene effettuata su un congruo numero di anni (1967-2006 per le stazioni di Levanto e Portovenere).

La ricerca ha consentito di giungere a risultati piuttosto interessanti per quanto riguarda le relazioni durata/intensità, intensità/NSR e durata/NSR. Infatti, nei rispettivi grafici è stato possibile discriminare con buona approssimazione i vari eventi meteorici censiti sulla base degli effetti (frane, allagamenti) prodotti sul territorio, identificando alcune curve-soglia pluviometriche separatrici di campi a differente grado di stabilità.

Il confronto con curve-soglia pluviometriche individuate in alcune aree dell'adiacente Toscana nord-occidentale ha mostrato una buona corrispondenza nei valori di pioggia critica in grado di innescare fenomeni franosi superficiali, a dimostrazione che anche l'approccio empirico può fornire risultati utili nella valutazione della pericolosità di frana. Quasi tutte le curve analizzate superano invece la relazione a carattere generale individuata da CAINE (1980), mostrando valori soglia generalmente elevate e verosimilmente riconducibili agli elevate apporti di pioggia media annua che interessano queste zone.

La ricerca sta comunque proseguendo cercando di prendere in considerazione anche il ruolo delle piogge antecedenti agli eventi pluviometrici censiti, dato che ad esse può essere fatto riferimento per poter contemplare, sempre secondo un approccio di tipo empirico, l'entità dell'umidità dei terreni al verificarsi dell'evento meteorico critico. Tale parametro ha infatti una notevole incidenza sulle caratteristiche pluviometriche dell'evento in grado di attivare frane su una stessa area.

Il passo successivo può essere rappresentato da uno studio di maggiore dettaglio su alcune aree opportunamente scelte e su queste effettuare degli

studi di dettaglio finalizzati ad analizzare e sperimentare dei modelli di infiltrazione, affinando i valori critici di soglia pluviometrica individuati empiricamente. Ciò potrebbe essere ottenuto mediante indagini specifiche (geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche e geotecniche) volte ad una precisazione del modello geologico di sottosuolo, integrate da attività di monitoraggio (pluviometrico, piezometrico, tensiometrico, igrometrico) e da una vera e propria sperimentazione su un versante adeguatamente strumentato.

Una volta in possesso dei valori di pioggia critica, la valutazione completa della pericolosità temporale prevede la conoscenza dei tempi di ritorno con cui questi valori si possono riproporre in una determinata area. Il perfezionamento delle previsioni meteorologiche a breve termine completerebbe il quadro nell'ottica di una più efficiente previsione e gestione di situazioni di allerta.

Ringraziamenti

Gli autori desiderano ringraziare il Centro Funzionale Meteo Idrologico di Protezione Civile (U.O. 3 di ARPAL) e la Regione Liguria - Dipartimento Ambiente, per la concessione dei dati pluviometrici; la Provincia della Spezia (Servizio Geologico, Servizio Zone Sismiche e Servizio Opere Idrauliche) e la Comunità Montana della Riviera Spezzina per le informazioni inerenti alcuni eventi franosi.

ROBERTO GIANNECCHINI, DINO DAMILANO
E ALBERTO PUCCINELLI*

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, rgianneccchini@dst.unipi.it

OPERE CITATE

APAT (2007) - *Rapporto sulle frane in Italia. Il Progetto IFFI - Metodologia, risultati e rapporti regionali*. Rapporti 78/2007, APAT – Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici.

BALDACCI F., RAGGI G. (1969) - *Bacino del Fiume Magra. Carta della franosità*. Istituto di Geologia dell'Università di Pisa. Tip. E.I.R.A., Firenze.

BRAND E.W. (1985) - *Predicting the performance of residual soil slopes*. Proc. 11th Int. Conf. Soil Mech. & Found. Eng., San Francisco, United States, 5, 2541-2578.

CAINE N. (1980) - *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows*. Geografiska Annaler, 62A, 23-27, 1980.

CAMPBELL R.H. (1975) - *Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California*. U.S. Geological Survey Professional Paper 851, 51 pp.

CAREDDIO F. (1994) - *Rischio alluvionale: l'esempio della Piana di Lucca sulla base degli eventi dal 1992 al 1994*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, 101, 109-122.

CHELLI A. (2000) - *Le frane in roccia di Punta Corvo-Tellaro (promontorio orientale del Golfo della Spezia)*. Mem. Acc. Lunig. Sc., 70, 57-75.

CANCELLI A., NOVA, R. (1985) - *Landslides in soil and debris cover triggered by rainfall in Valtellina (Central Alps-Italy)*. Proc. 4th Int. Conf. & Field Workshop on Landslides, Tokyo, Japan, 267-272.

CANNON S.H., ELLEN S.D. (1988) - *Rainfall that resulted in abundant debris flows activity during the storm*. In: Landslides, floods, and marine effects of the storm of January 3-5, 1982, in the S. Francisco Bay Region, California, eds. Ellen S.D. & Wieczorek G.F., U.S. Geological Survey Professional Paper, 1434, 27-33.

CHIEN-YUAN C., TIEN-CHIEH C., FAN-CHIEH Y., CHUN-CHIEH T. (2005) - *Rainfall duration and debris-flow initiated studies for real-time monitoring*. Environmental Geology, 47, 715-724.

COROMINAS J. (2001) - *Landslides and climate*. In: Keynote lecture from the 8th International Symposium on Landslides in Cordiff (Galles), n. 4, 1-33.

CROSTA G. (1998) - *Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation*. Environmental Geology, 35 (2-3), 131-145.

CROZIER M.J. (1986) - *Landslides: causes, consequences and environment*. Routledge, London-New York, 252 pp.

D'AMATO AVANZI G., GIANNACCCHINI R., PUCCINELLI A. (2000) - *Geologic and geomorphic factors of the landslides triggered in the Cardoso T. Basin (Tuscany, Italy) by the June 19, 1996 intense rainstorm*. Proc. 8th Int. Symp.on Landslides, Cardiff, Galles, 381-386.

D'AMATO AVANZI G., GIANNACCCHINI R. (2003) - *Eventi alluvionali e fenomeni franosi nelle Alpi Apuane (Toscana): primi risultati di un'indagine retrospettiva nel Bacino del Fiume Versilia*. Riv. Geogr. Ital., 110, 527-559.

D'AMATO AVANZI G., GIANNACCCHINI R. PUCCINELLI A. (2004) - *The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in north-western Tuscany (Italy)*. Engineering Geology, 73 (3-4), 215-228.

DAMILANO D. (2008) - *Individuazione delle soglie pluviometriche critiche per l'in-*

nescio di frane rapide nella Riviera Ligure di Levante (SP). Tesi di Laurea inedita, Università di Pisa, 252 pp.

DE STEFANIS A., MARINI M., TERRANOVA R., DE LUIGI G. (1978) - *I movimenti franosi di Guvano e Rodalabìa nelle Cinque Terre e i loro riflessi sulla morfologia della costa ligure e sugli insediamenti*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 161-167.

DE STEFANIS A., TERRANOVA R. (1970) - *La geomorfologia delle Cinque Terre e i suoi rapporti con i piani regolatori e i piani paesaggistici*. Lion Club Cinque Terre-Levanto, Levanto, 43-57.

ELLEN S.D. (1988) - *Description and mechanics of soil slip/debris flows in the storm*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, n. 1434, 63-112.

EYLES R.J. (1979) - *Slip-triggering rainfalls in Wellington City, New Zealand*. New Zealand Journal for Science, 22 (2), 117-121.

FUKUOKA M. (1980) - *Landslides associated with rainfall*. Geotechnical Engineering, 11, 1-29.

FEDERICI P.R., BALDACCI F., PETRESI A., SERANI A. (2001) - *Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. I. Provincia della Spezia*. Pubbl. CNR-GNDCI n° 2270 Tipolitografia Nuova ATA, Genova. 100 pp.

GIANNECCHINI R. (2003) - *Contributo alla valutazione della pericolosità e alla determinazione delle soglie d'innescò dei soil slip-debris flows nelle Alpi Apuane meridionali (Toscana): caratterizzazione geotecnica, idrogeologica e pluviometrica*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Pisa, 236 pp.

GIANNECCHINI R. (2005) - *Rainfall triggering soil slips in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy)*. Advances in Geosciences, 2, 21-24.

GIANNECCHINI R. (2006) - *Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy)*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 6, 357-364.

GOVERNI S. (2005) - *Valutazione delle soglie pluviometriche critiche per l'innescò di frane rapide nella Media Val di Serchio (LU)*. Tesi di laurea inedita, Università di Pisa, pp. 206.

GOVI M., SORZANA P.F. (1980) - *Landslide susceptibility as function of critical rainfall amount in Piedmont basin (North-Western Italy)*. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, Krakow, 1980, 14, 43-60.

GOVI M., MORTARA G., SORZANA P.F. (1985) - *Eventi idrogeologici e frane*. Prog. Finalizzato del CNR "Conservazione del suolo", Sottoprogetto "Fenomeni franosi", Sintesi dei risultati. Geologia Applicata e Idrogeologia, 20, parte II, 359-375.

GUZZETTI F. (2000) - *Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy*. Eng. Geol., 58, 89-107.

GUZZETTI F., PERUCCACCI S. & ROSSI M. (2005) - *Definition of critical threshold for different scenarios*. RISK AWARE (RISK-Advanced Weather forecast system to Advise on Risk Events and management), Technical Report, IRPI-CNR, Perugia, 36 pp.

GUZZETTI F., PERUCCACCI S., ROSSI M. & C.P. STARK (2007) - *Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe*. Meteorol. Atmos. Phys., 98, 239-267.

JIBSON R.W. (1989) - *Debris flows in Southern Puerto Rico*. Geological Society of America, 236, 29-55, 1989.

PIKE R.J., SOBIESZCZYK S. (2006) - *Soil slip/debris flow localized by site attributes and wind-driven rain in the San Francisco Bay region storm of January 1982*. Geomorphology, 94 (3-4), 290-313.

PICCIOLI S. (2006) - *Valutazione delle soglie pluviometriche critiche per l'innescio di frane rapide nelle discariche delle cave di marmo di Carrara (MS)*. Tesi di laurea di primo livello, Università di Pisa, 96 pp.

STARKEL L. (1979) - *The role of extreme meteorological events in the shaping of mountain relief*. *Geographica Polonica*, 41, 13-20, 1979.

WIECZOREK G.F., SARMIENTO J. (1988) - *Rainfall, piezometric level and debris flows near La Honda, California, in storms between 1975 and 1983*. In: *Landslides, floods, and marine effects of the storm of January 3-5, 1982, in the S. Francisco Bay Region, California*, Ellen S.D. and Wieczorek G.F. eds., U.S. Geological Survey Professional paper, 1434, 43-62.

WILSON R.C. (2000) - *Climatic variations in rainfall thresholds for debris-flow activity*. Proc. EGS Plinius Conference Mediterranean Storms, Maratea, Italy, 415-424.

WILSON R.C., WIECZOREK G.F. (1995) - *Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California*. *Environmental & Engineering Geoscience*, I, 1, 11-27.

Prime considerazioni di natura geologica sulle recenti manifestazioni di dissesto verificatesi a danno della viabilità provinciale

In queste occasioni, quando ci si ritrova a parlare di frane, diciamo tra addetti del mestiere, subentra la sensazione del “*déjà vu*”. Gli argomenti sono i soliti (casi, tipologie, cause, risorse insufficienti) si viene a conoscenza di nuovi metodi di studio (che analizzano il problema sotto altre angolature ma cosa dicono di veramente nuovo?), resta la replica del fenomeno.

Ripensando al passato prende un po' di scoramento, sia perché ci si rende conto degli anni che sono passati sia perché i fenomeni, di anno in anno, mantengono analogie sconfortanti, sicuramente per quanto riguarda l'entità dei danni ma anche per le cause. I geologi poi hanno un nuovo momento di visibilità perché i mass media danno loro spazio e allora si vedono bieche figure che si aggirano nelle zone colpite come sinistri avvoltoi o peggio simili ad anacoreti che abbandonato il loro ritiro nel deserto rientrano nella civiltà scagliando anatemi su tutto e tutti. Come minimo si sente dire: “l'avevo detto...”

Anch'io ormai posso attingere ai ricordi e in particolare rammento le alluvioni dell'inizio anni 80: Levante '81 e Val di Vara '82 per averle vissute “sul campo” e con le quali mi propongo di sviluppare dei confronti con la situazione attuale.

Premessa

L'ambito territoriale della provincia spezzina ha subito nel periodo di Ottobre-Dicembre 2008 e di Gennaio-Febrero 2009 (in particolare il 20 Gennaio e il 7 Febrero) un susseguirsi di eventi meteorologici con precipitazioni particolarmente continue e abbondanti.

Tali manifestazioni si sono protratte nel tempo con brevi interruzioni, richiamando alla memoria il vecchio detto popolare, legato appunto alla frequenza e durata delle stesse, per cui si diceva:- “*..Spezia pisciatoio d'Italia..*” ma a quel tempo, a parte i secondi sensi legati all'immigrazione,

le piogge sia pure prolungate, erano di solito meno violente. Oggi si assiste frequentemente ad apporti abbondanti e concentrati in tempi ridotti. Si comincia a parlare anche da noi di “bomba d’acqua”.

Questa significativa modifica metereologica (piogge frequenti e intense) ha procurato condizioni di forte imbibizione dei terreni a cui ha fatto seguito una notevole instabilità dei pendii che hanno manifestato vari episodi di dissesto, in particolare in corrispondenza di opere preposte a sostenere i terreni, ovvero opere nate a tutela di interventi antropici che hanno causato significative modifiche dei versanti.

In particolare ne ha sofferto la nostra viabilità con un centinaio di dissesti. Da Gennaio a Febbraio sono stati segnalati 34 interventi di somma urgenza per danni valutati in circa 3,5 milioni di €.

Per avere la possibilità di un paragone si tenga conto che, nei tre anni precedenti, l’ammontare dei danni da frana è costato all’ente provinciale circa 3/400.000 € l’anno. L’ultima emergenza frane che ha interessato la nostra viabilità risale al 2000 e procurò danni per circa 2,5 miliardi di lire.

Tornando al presente, i fenomeni di dissesto hanno colpito tutto il territorio sia nell’interno (valle del Fiume Vara) sia la riviera, aspetto abbastanza scontato visto che le condizioni morfologiche sono molto simili e comunque analoghe ad un ambiente di montagna. La casistica è alquanto varia: frane del versante a monte (scivolamenti e/o colamenti), crollo delle murature di sostegno, intasamento delle cunette e dei tombini, frane a valle della carreggiata (sia di versante sia per erosione fluviale).

L’entità dei fenomeni è naturalmente estremamente varia, si va dall’evento importante e disastroso al piccolo cedimento.



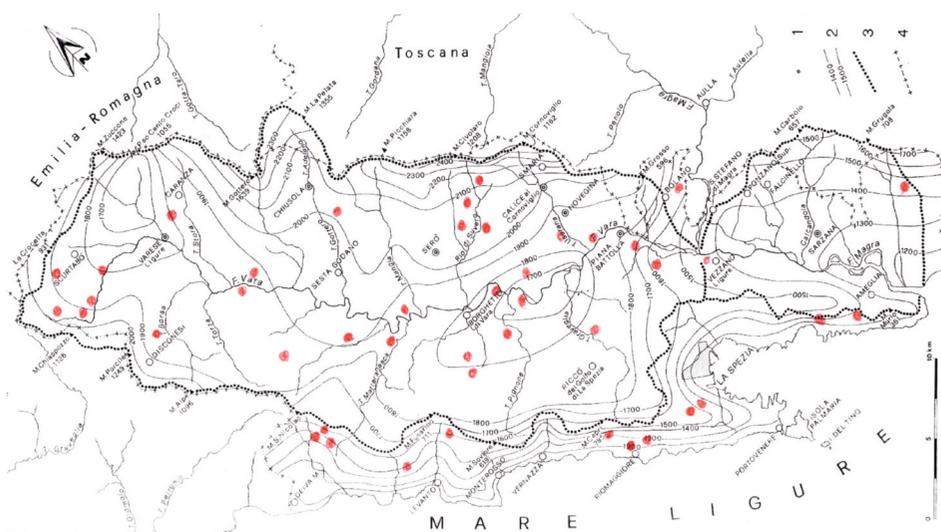
località Riomaggiore, Litoranea interrotta (strada provinciale 370)



località Termo (La Spezia), Via Brigola interrotta (strada comunale)

Precipitazioni meteoriche

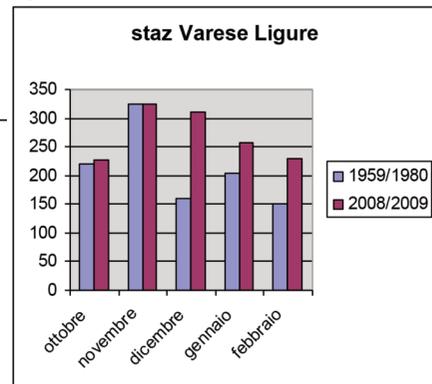
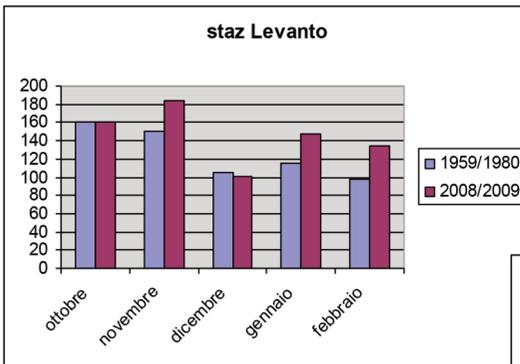
Qualche anno fa la Regione Liguria ha pubblicato un atlante relativo ai centri abitati instabili della Liguria, in particolare il volume 1 tratta la provincia della Spezia, vi era inserita anche una carta delle precipitazioni medie annue dalla quale si ricava che nella nostra zona le precipitazioni aumentano andando dalla costa (circa 1000 mm) verso l'interno della Val di Vara (circa 1800 mm) per superare i 2000 mm lungo lo spartiacque ligure-tosco-emiliano (Passo Cento Croci, M. Gottero, M. Civolaro).



carta delle precipitazioni da "Atlante dei Centri Instabili della Liguria" con indicati i principali dissesti verificatisi nel periodo indicato

Analisi pluviometriche effettuate in passato hanno messo in evidenza, sulla costa, una certa reiterazione dei fenomeni di pioggia abbondante nel periodo ottobre-novembre, in relazione a motivazioni meteorologiche (masse d'aria calda a scorrimento ascendente attivo) e morfologiche (alti rilievi in prossimità della costa), a cui sono collegati spesso fenomeni alluvionali devastanti. Nel caso di Levante esistono negli archivi storici notizie di eventi alluvionali fin dal 1500. Più insolito è il periodo gennaio-febbraio anche se non raro. In occasione dell'evento del 1981 (fine settembre) fu osservato che le precipitazioni che di solito raggiungevano punte massime giornaliere di 150 mm con cicli ventennali, furono ottenute nel giro di 3, 4 ore. Nella Valle del Vara i dati hanno raggiunto livelli maggiori; in occasione dell'alluvione dell'82 a Varese Ligure, per esempio, il 9 novembre furono registrati circa 347 mm. di acqua. Caratteristica riscontrata è l'abbinamento dell'evento pluviometrico eccezionale sommato ad un periodo decisamente umido, cioè con abbondanti precipitazioni nei mesi precedenti, oppure l'evento concentrato e intenso a conclusione di un lungo periodo di siccità.

Nel periodo Ottobre 2008/Febrero 2009 le due stazioni di Levante e Varese Ligure hanno registrato i dati seguenti, si propone un confronto con un periodo (1951/1980) frutto di un'indagine sviluppata in passato proprio a seguito degli eventi del 1981/1982 per la redazione del Piano di Bacino dei Torrenti Ghiarara-Cantarana (Levanto - Sp).

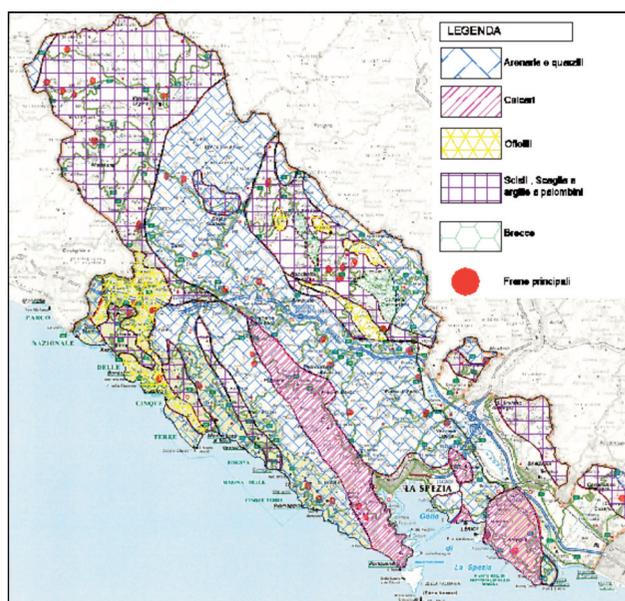


L'apporto mensile risulta maggiore rispetto alla media annuale del periodo 1959/1980 mentre non è stato così per il valore giornaliero; la stazione di Levanto, per esempio, nei giorni significativi del 20 gennaio (circa 52 mm) e del 6/7 febbraio 2009 (39 e 40mm) neanche sfiora il valore dell'alluvione dell'81 (150 mm), eppure i danni sono stati significativi. Anche la stazione di Varese Ligure nel periodo in argomento segnala al massimo 124 mm il 20 gennaio, dato cospicuo indubbiamente ma lontano dai 347 mm dell'82. E' dunque la "sommatoria" del dato ovvero il periodo di frequente piovosità che ha determinato la saturazione del terreno, andato finalmente in crisi anche per quantitativi giornalieri non eccezionali.

Fenomenologia

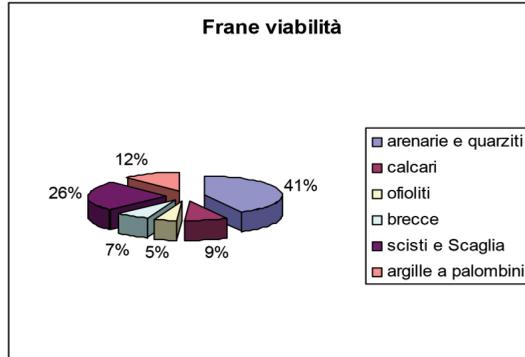
La causa innescante è stata indubbiamente l'acqua che ha agito con altri fattori importanti come la climatologia, l'acclività, la geomorfologia, la litologia e quant'altro. La causa remota risulta però spesso la presenza dell'uomo. La maggiore parte degli episodi di dissesto si verificano in corrispondenza o per stretto legame con opere umane e le strade ne fanno le spese, essendo spesso la causa e a volte le vittime. Possiamo dire che le strade costituiscono la cartina al tornasole per evidenziare lo stato di criticità di un'area. Più problemi di stabilità denuncia un territorio maggiore sarà l'incidenza e la frequenza dei dissesti sulla rete viaria.

Ma torniamo alle cause naturali; si è sviluppato un esame speditivo degli eventi principali mappando la loro distribuzione sul territorio provinciale.

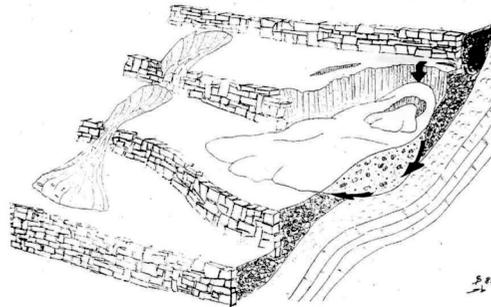


Carta litologica della provincia spezzina con ubicati i principali dissesti relativi alla viabilità

Il diagramma successivo consente di rilevare che la litologia del substrato non appare un elemento decisivo, anzi le litologie più facilmente erodibili perché fratturate, scistose, argillose, quindi più aggredibili, hanno manifestato meno episodi di quelle normalmente ritenute più affidabili, come il calcare e l'arenaria.



Lo sviluppo tipico del dissesto non appare condizionato dalla litologia, quindi, ma dalla impermeabilità del substrato e dalla sua profondità. Le acque di origine meteorica, per apporto diretto o vadose, hanno causato la saturazione delle coltri detritiche, dovuta sia al modesto spessore delle stesse sia alla difficoltà di infiltrazione legata alla presenza del substrato roccioso. Queste acque, pertanto, in parte tendono a scivolare lungo le superfici di discontinuità lubrificando il piano di appoggio, in parte risalgono per effetto capillare completando la saturazione delle terre. Ne consegue un decadimento delle caratteristiche geotecniche, coesione e angolo di attrito interno in particolare.



L'effetto è il collasso della coltre detritica che si manifesta inizialmente con scivolamenti di zolle di terreno che spesso evolvono in colamenti.

Presso Montale di Levanto, subito sopra la strada provinciale, si è verificato un tipico fenomeno di scivolamento in un terreno coltivato, il materiale poi è rifluito sulla strada interrompendola.

Il dissesto può essere preso ad esempio, la nicchia di distacco si è aperta in un punto in cui l'andamento della viabilità pedonale, delle terrazze agricole e delle canalizzazioni di irrigazione hanno concentrato le acque. L'iniziale corpo detritico è scivolato sulla superficie di strato disposta a franapoggio, si è poi ingrossato coinvolgendo e trascinando le sottostanti terrazze.



Parte apicale del dissesto



Piede

Numerosi sono stati anche i piccoli colamenti, spesso repentini. In un caso (Valdellora) si è osservata una “zolla” di circa 100 metri quadrati, profonda 30, 50 centimetri, che improvvisamente si è staccata dalla base, inizialmente scivolando e poi fluidificandosi e colando a valle. Questo fenomeno, in piccolo, lo si riscontra spesso, un esempio lungo la Sp 10.



*Sp 10, località Costa di Tivegna –
Collasso della copertura detritica
e suo colamento*

Da questa iniziale forma di dissesto il fenomeno può evolvere coinvolgendo il substrato roccioso e in questo caso, l'aggravarsi del fenomeno è strettamente connesso al tipo di litologia.

L'uomo meno si “agita” meglio è.

Mi rendo conto che non è sempre possibile ma un ripensare la nostra presenza sul territorio non è poi così fuori luogo. Qualsiasi azione causa una modifica sostanziale nell'evoluzione della stabilità del versante, ormai è assodato che l'uomo non è il “padrone” della terra e non ne può disporre a suo piacimento ma deve integrarsi al meglio con l'ambiente. Forse la strada è costruire meno ma con più attenzione. Occorre scegliere tra esigenze primarie ed interventi non indispensabilise non per l'interesse di pochi. Questo concetto ha valore generale ma per la viabilità è ancora più vero.

Nel frattempo occorre però mantenere l'esistente. Il problema dell'entità delle risorse che questo comporta è capitale ma se, forse, si possono rivedere alcune strategie legate, per esempio nel caso della viabilità, alla manutenzione (avere abbandonato la gestione diretta della manutenzione assegnandola a

ditte private in appalto non si è rivelato a mio modo di vedere troppo funzionale; manca il controllo quotidiano del cantoniere) è evidente che una rete così diffusa in un territorio geomorfologicamente così problematico necessita di capitali ingenti. Se è scontata la necessità e, ormai, l'obbligo di sviluppare gli opportuni accertamenti di natura geologica, non è ancora recepito il concetto di una vera progettazione della regimazione idrica, una sua esecuzione funzionale ma soprattutto la sua manutenzione.

I danni subiti dalla rete viaria se non riparati rischiano di aggravarsi, aumentando il disagio nella popolazione (nel periodo dal 20 Gennaio al 10 Febbraio è stato interdetto il transito in venti strade provinciali) e i costi futuri degli interventi. Ma le risorse a disposizione sono scarse e facilmente esauribili con il solo pronto intervento per cui manca poi la disponibilità economica per effettuare rapidamente le opere necessarie e completare il lavoro.

Di seguito sono presentati alcuni casi esemplificativi anche dell'onerosità degli interventi

STEFANO PINTUS*



*Località Ruffino (Comune della Spezia)
danni al versante e interruzione di un
asse viario molto frequentato*



*Sp 52 in prossimità di Maissana; estesi
danni al versante e chiusura della
strada per molto tempo*

*Amministrazione provinciale della Spezia, Settore Difesa del Suolo



*Sp della Val di Vara c/o bivio per Calice.
Foto sopra: reti colme da vuotare.
Foto sotto: lavori in corso per il
rivestimento della scarpata con reti e, più
avanti, preparazione di un nuovo tratto*



*strada per Tirolo (presso Bolano) collasso
della scarpata nel corso dell'esecuzione
di un intervento di consolidamento
mediante micropali*





strada Aurelia, c/o Boccapignone, crollo del muro sottoscarpa ed esecuzione di scavo a monte per ampliare l'unica corsia di transito. Testimoni le acque del Fiume Vara hanno sopravanzato la base del muro per cui è plausibile identificare nello scalzamento a valle la causa principale del crollo



bivio per Mangia, in prossimità della Sp 566, erosione spondale del Torrente Mangia



strada Aurelia c/o bivio per Memola: danni in opere di ripristino di un vecchio episodio franoso

OPERE CITATE

Abbate E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Lig. Or.)* Mem. Soc. Geol. It. 84 (4), 923-1014.

Archivio Comune di Levante, Registro Copialettere dell'Intendenza, anni 1834-1836, lettera n. 3244 del 22 agosto 1834: *Danni arrecati al Territorio del Comune da strabocchevole pioggia.*

Archivio Comune di Levante, Registro Copialettere dell'Intendenza, anni 1840-1845, lettera n. 43 del 23 maggio 1844: *Circa la inondazione su levanto, del 1 maggio 1844.* dal 1882 al 1886, lettera n. 175 del 29 novembre 1883.

Brusco G. (1791) - *Il danno che le inondazioni del 1787 hanno colà rinnovato.* A.S.G. Debiti della Comunità - Levante 1770-1779.

Gavazzo A. (1886) - *annali del Borgo e Comune di Levante corredati con documenti ed iscrizioni pel Cav. Antonio Gavazzo Colonnello della Marina d'Uruguay.* Manoscritto c/o Civica Biblioteca Berio, Genova.

Marroni M. e Meccheri M. (1990) - *Carta geologico-strutturale dell'Alta Val di Vara (Appennino Ligure).* CNR Centro di studio per la geologia strutturale e dinamica dell'Appennino, Pisa.

Mennella C. (1973) - *Il Clima d'Italia*, vol. III, cap. 5°.

Provincia della Spezia (1994-2009), Settore Difesa del Suolo - Servizio Geologico, *Resoconti dei sopralluoghi effettuati nelle aree colpite da dissesti (1994-2009).* La Spezia.

Regione Liguria (1985), *Piano di bacino dei Torrenti Ghiararo e Cantarana (Levanto - SP)*

Regione Liguria (1980-1993), Servizio Provinciale del Genio Civile della Spezia, *Resoconti dei sopralluoghi effettuati nelle aree colpite da dissesti (1980-1993),* La Spezia.

Regione Liguria (2001), *Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria, Provincia della Spezia.*

Tamberi L. (2009), *Emergenze frane e danni alluvionali alla viabilità provinciale nell'anno 2008-2009.* Giornata di studio: Suscettibilità, pericolosità e rischio di frana nella provincia della Spezia, La Spezia 17 marzo 2009.

Vinzoni P. (1787) - *Mi do l'onore di umiliarle il disegno di quella parte del Luogo di Levante che soffre l'inondazione dei due Torrenti del Terraro.* Lettera del 15 aprile. A.S..G. Debiti della Comunità, Levante 1770-1779.

Lo studio della stabilità dei pendii attraverso la definizione del modello geologico e l'analisi numerica: l'esempio di Marinasco-Strà (Comune della Spezia)

1. INTRODUZIONE

Le località collinari di Marinasco e Strà, due piccole frazioni del Comune della Spezia, sono state interessate a metà degli anni '90 dalla riattivazione di movimenti franosi, indotti anche da interventi antropici; tali movimenti hanno provocato danni ingenti a numerosi edifici, tanto che fu dichiarato lo stato di emergenza. Allo scopo di approfondire le conoscenze in merito alla stabilità del versante, sono stati compiuti studi a carattere geologico, geomorfologico, geognostico (sondaggi sismici e meccanici) e geomeccanici delle frane e degli ammassi rocciosi; inoltre è stato messo a punto un sistema complesso di monitoraggio per la raccolta dati sulle deformazioni dei pendii, sulla quantità e la distribuzione temporale delle piogge e sulla conseguente risposta piezometrica. Tutto ciò ha permesso di mettere a punto un modello concettuale di sottosuolo, su cui sono state impostate analisi di stabilità di tipo statico, utilizzando in un primo momento i tradizionali metodi all'equilibrio limite, adatti a delineare una prima rapida valutazione della stabilità del pendio. Per un'analisi più approfondita delle condizioni di stabilità dei versanti, sono stati utilizzati successivamente i metodi numerici, che hanno permesso di valutare in dettaglio la risposta tenso-deformativa del versante ad una qualsiasi variazione di stato tensionale, sia esterna sia interna al modello stesso. Le analisi in questione hanno consentito di verificare i più probabili andamenti delle superfici di scivolamento alle varie profondità ed hanno soprattutto permesso di confrontare tali risultati con quelli desunti dalle indagini geognostiche.

Il versante di Marinasco-Strà fa parte dell'arco collinare che chiude verso Nord il Golfo della Spezia (Fig. 1) e che corrisponde ad una successione di bassi crinali e di cime appiattite, situate alle quote comprese tra

250 e 300 metri sul livello del mare; solo ad occidente della sella della Foce (qualche centinaio di metri ad ovest dell'area studiata) le forme del terreno si fanno più movimentate ed aspre ed i versanti assumono una maggiore ripidità. A questi due aspetti del paesaggio corrispondono due diverse litologie: ad est della Foce, quindi dal lato di Marinasco, sono presenti arenarie con intercalazioni argillitico-siltose, mentre sul lato opposto prevalgono i calcari stratificati e massicci che culminano nei rilievi del Monte Parodi.

All'inizio degli anni '90, nel corso della progettazione e dell'esecuzione della galleria della «variante Aurelia», tra le località Ortonovo e Borghetto Vara, e delle successive varianti, gli studi sull'area di Marinasco-Strà si arricchirono di numerose informazioni geologiche, a cui si aggiunsero all'inizio degli anni 2000 nuovi dati desunti dagli studi effettuati dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa (Puccinelli *et alii*, 2003a, 2003b, 2003c), i quali hanno consentito di mettere a punto un nuovo modello geologico.

I nuovi e più dettagliati rilievi geologici, geomorfologici e litologico-tecnici e le numerose indagini geognostiche hanno permesso d'individuare una diffusa instabilità dei versanti (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante e frane di varia tipologia e attività) su cui sono situati i centri abitati di Strà e di Marinasco, di definirne la tipologia e il grado d'attività, di stabilirne la geometria e le condizioni geologiche ed idrogeologiche al contorno. L'avanzamento degli studi ha evidenziato un preoccupante quadro d'instabilità su aree ad elevata vulnerabilità.

Tali rilievi e tali indagini hanno portato a comprendere anche le eventuali relazioni di causa-effetto tra l'inizio dei lavori di scavo della galleria e i diffusi e rilevanti fenomeni di dissesto idrogeologico sui due versanti (viabilità sconnessa, lesioni agli edifici privati, al cimitero comunale, al monastero di S. Maria del Mare, alla Pieve di Santo Stefano, al vecchio borgo di Strà – lato sud). Gli effetti si amplificarono talmente tanto che furono sospesi i lavori ed elaborato un nuovo percorso della galleria, previsto a quote più alte, nell'intento di evitare le superfici di discontinuità, attribuite a superfici di scorrimento di frana, secondo quanto rilevato dagli inclinometri.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'area studiata è compresa in un settore dell'Appennino settentrionale costituito da una catena a falde di ricoprimento, il cui edificio strutturale risulta da una complessa storia evolutiva polifasata, che ha interessato domini paleogeografici diversi. Secondo una ricostruzione comunemente

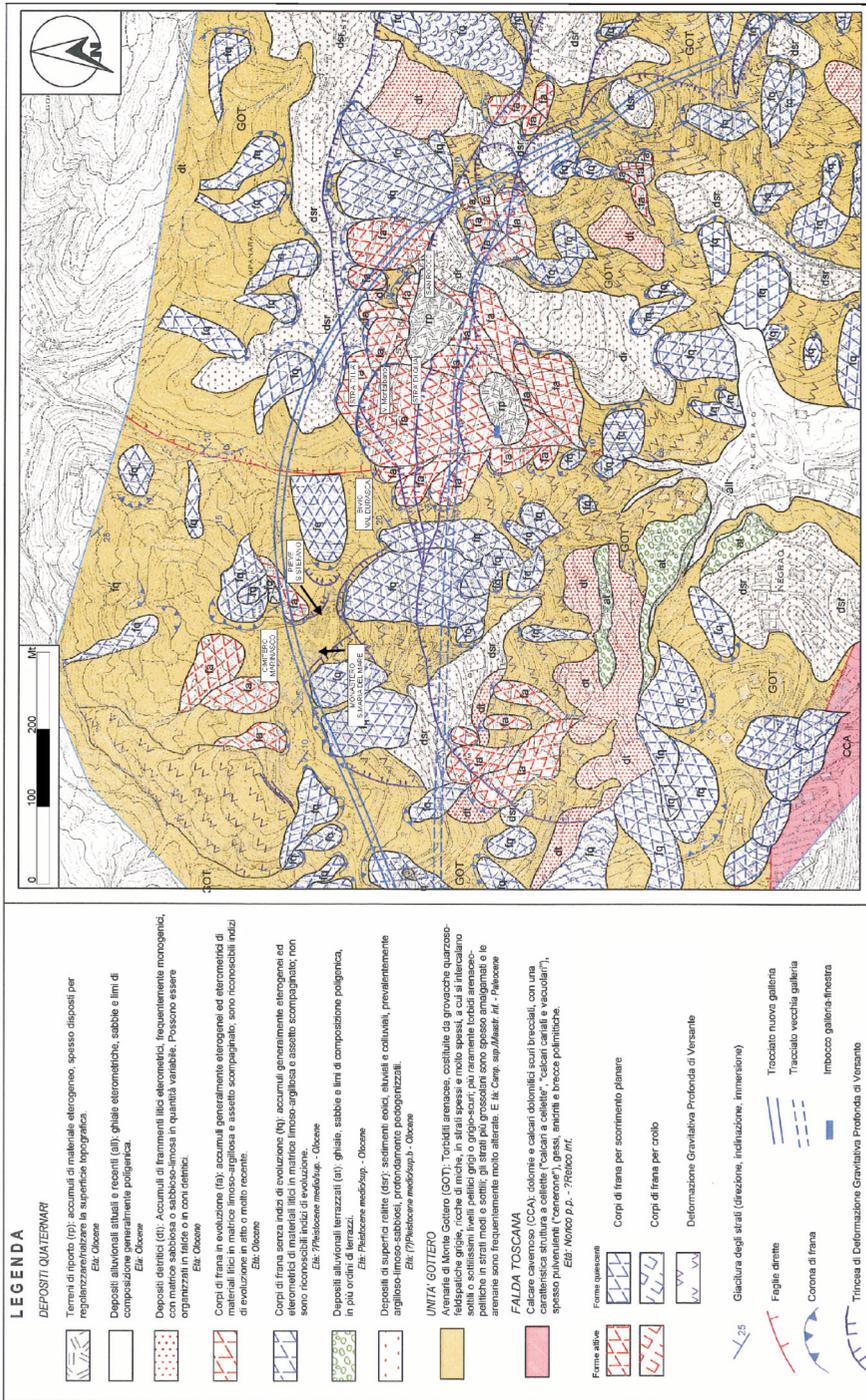


Fig. 1 – Carta geologica dell'area di Marinaresco - Sira

accettata (Fig. 2), nell'area di studio sono stati individuati i seguenti domini, procedendo dall'interno verso l'esterno della catena (da ovest verso est):

- Dominio Ligure (interno ed esterno);
- Dominio Subligure;
- Dominio Toscano.

DOMINIO LIGURE

Individuatosi al Giurassico inferiore-medio e caratterizzato da una crosta oceanica e da una copertura sedimentaria, successivamente al Cretaceo superiore un alto morfologico lo divideva in bacino Ligure Interno e in bacino Ligure Esterno.

Nel Dominio Ligure Interno sono state individuate: l'Unità Bracco-Val Graveglia formata da Basalti, Gabbri, Serpentiniti, Diaspri, Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini; l'Unità Colli-Tavarone comprendente la formazione di Colli Tavarone; l'Unità Gottero formata dalle Argille a palombini, dalla Formazione di Val Lavagna e dalle Arenarie del Gottero e dalle Argilliti di Giaiette. Nel Dominio Ligure Esterno sono state distinte l'Unità Antola, Unità del Flysch ad Elmintoidi *Auctt.* (Unità Ottone, Caio, Cassio, etc.), generalmente formate da una base con depositi clasto-sostenuti ed da un tetto con torbiditi calcareo-marnose.

DOMINIO SUBLIGURE

In posizione più esterna rispetto al Dominio Ligure Esterno, si trova il Dominio Subligure, comprendente l'Unità Canetolo, costituito alla base dalle formazioni delle Argille e calcari di Canetolo e dei Calcari di Groppo del Vescovo e al tetto dalle Arenarie di Ponte Bratica e dalle Arenarie di Petrignaccola.

DOMINIO TOSCANO

Caratterizzato dall'Unità tettonica della Falda Toscana, esso comprende formazioni prevalentemente carbonatiche alla base e nella parte mediana (Calcere cavernoso, Calcari a Rhaetavicula contorta, Calcere massiccio, Calcere ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcere selcifero di Limano, Calcari e marne a Posidonia, Calcere selcifero della Val di Lima, Diaspri, Maiolica, argillitico-marnoso-carbonatiche nella parte medio-alta (Scaglia toscana) e silico-clastiche in quella superiore (Macigno Olistostroma di Monte Modino, Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto, Arenarie di Monte Modino).

date e poco acclivi.

I movimenti franosi hanno avuto un notevole impatto sul territorio e sulle sue forme. Ciò si verifica soprattutto nelle zone di affioramento delle formazioni costituite da rocce deboli (argilliti, arenarie molto fratturate, ecc.), dove le frane danno una connotazione caratteristica al paesaggio, movimentato da scarpate, dossi, contropendenze e pianori; si tratta di aree che, in virtù delle condizioni di acclività più favorevoli, sono spesso sede di attività antropiche e insediamenti residenziali.

4. CARATTERI GEOLOGICI DELL'AREA DI MARINASCO-STRÀ

Attraverso i rilievi geologico-strutturali e geomorfologici di dettaglio è stata elaborata una carta geologica in cui sono stati distinti anche forme e depositi con il loro grado di attività, derivati da processi connessi alla gravità e alle acque correnti superficiali (Fig. 1)

Sono state riconosciute due unità tettoniche: la Falda Toscana, presente in aree contigue a quella studiata, e la sovrastante Unità Gottero.

4.1 Falda Toscana

Quest'unità, qui rappresentata solo dal Calcere cavernoso, si trova in contatto tettonico per faglia con l'Unità Gottero sovrastante; tale faglia, diretta e di significato regionale (faglia Carrodano-La Spezia), limita verso sud-ovest il Graben della Spezia.

Calcere cavernoso (CCA)

La formazione è costituita da dolomie e calcari dolomitici scuri brecciatissimi, spesso pulverulenti, con caratteristica struttura a cellette (calcari a cellette), gessi e anidriti; l'età è riferita al Norico *p.p.*-?Retico inferiore.

4.2 Unità Gottero

L'Unità Gottero riveste, in questa sede, un interesse maggiore, poiché affiora lungo i versanti di Marinasco-Strà, su cui si sviluppano i vasti e complessi movimenti di massa. Essa è normalmente costituita da varie formazioni; nell'area studiata affiorano soltanto le Arenarie di Monte Gottero.

Arenarie di Monte Gottero (GOT)

La formazione comprende torbiditi prossimali arenacee o più raramente arenaceo-pelitiche, costituite da grovacche quarzoso-feldspatiche o da grovacche feldspatiche, spesso molto grossolane, di colore grigio, marrone chiaro o ruggine all'alterazione; si intercalano rari e sottili livelli di siltiti, marne siltose ed argilliti scure; lo spessore degli strati arenacei generalmente varia da 20-50 cm a 2-5 m, mentre quello delle peliti varia da 2-3 cm a 10 cm; il rapporto arenaria/pelite è generalmente maggiore di 10; tal-

volta, sono presenti lenti di marne siltose ed argilliti marnose grigie con spessori variabili da 30 a 40 m, con intercalazioni di calcilutiti silicee o argilliti varicolori. In sezione sottile le arenarie sono costituite da quarzo, plagioclasti prevalenti sui feldspati, rari fillosilicati, tra cui muscovite, biotite e frammenti litici; questi ultimi sono prevalentemente di tipo metamorfico o magmatico; i rari frammenti di rocce sedimentarie sono costituiti da calcareniti. Le sequenze di Bouma riconosciute sono la Ta-b , la Ta-e o le Tb-e; a volte sono presenti intervalli in cui prevalgono torbiditi sottili Tb-d e Td-e, costituite da areniti fini, siltiti ed argilliti. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una conoide sottomarina interna. Lo spessore delle Arenarie di Monte Gottero è mal valutabile, non affiorandone la base; nei territori limitrofi, si può verificare uno spessore variabile tra 500 e 900 m. I pochi campioni fossiliferi sono caratterizzati da associazioni generiche, riferibili al Coniaciano superiore - Maastrichtiano o al Santoniano superiore - Maastrichtiano; l'età della formazione viene attribuita all'intervallo Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore - Paleocene inferiore.

Nell'area studiata, le Arenarie di Monte Gottero hanno un assetto



Fig. 3 Carote di Arenarie del Gottero ridotte a una breccia centimetrica dall'intensa tettonizzazione.

strutturale molto scompaginato, un'intensa fratturazione ed uno stato di alterazione piuttosto spinto, che determinano un decadimento delle proprietà fisico-meccaniche dell'ammasso roccioso. Come effetto superficiale si ha la formazione di estesi depositi detritici oppure di terreni residuali sabbioso-limosi per processi di alterazione esogena nella porzione arenacea della formazione. Essa anche in profondità può essere ridotta dagli stessi processi ad un ammasso molto fratturato, granulometricamente simile a ciottoli e a ghiaie (Fig.3) oppure ad una sabbia poco addensata.

Spesso alcuni livelli argillitici a causa dell'alterazione delle acque meteoriche infiltratesi lungo le fratture si trasformano in argille plastiche (Fig.4).

Depositi quaternari

Le forme e i depositi superficiali sono l'espressione di una complessa storia evolutiva che è stata condizionata dalle litologie presenti (alternanze di arenarie, argilliti e marne siltose), dalle particolari condizioni strutturali (pieghe e faglie variamente orientate), dalla tettonica recente (sollevamenti ed abbassamenti di blocchi anche vicini fra loro), dalle variazioni del livello del mare e quindi del livello di base dell'erosione, dalle vicende climatiche del passato, ed infine dall'azione della gravità e delle acque meteoriche sui terreni di copertura.



Fig. 4 - Livelli argillitico-siltitici intensamente fratturati nelle Arenarie di Monte Gottero.

Su un substrato arenaceo poggiano i depositi quaternari che sono connessi con la dinamica fluvio-torrentizia e di versante. In particolare, sono presenti depositi alluvionali terrazzati, depositi alluvionali attuali e recenti,

depositi detritici, corpi di frana e depositi antropici. Mentre il *bedrock* affiora solo localmente su alcune scarpate di erosione e in corrispondenza dei tagli artificiali, le coperture detritico-colluviali invece sono pressoché continue ed anche di notevole spessore.

Depositi alluvionali terrazzati (at)

Presenti a varie quote lungo il versante, sono costituiti da ghiaie, sabbie e limi, monomittici o polimittici; tra i clasti prevalgono quelli arenacei, mentre la matrice, in genere sabbiosa, può essere abbondante o prevalere. Lo spessore è piuttosto ridotto e non supera qualche metro. Età: ? Pleistocene medio / sup. - Olocene.

Depositi di superfici relitte (dr)

Essi si trovano lungo i crinali, arrotondati e subpianeggianti, larghi fino ad una decina di metri e sono costituiti da sedimenti eolici, eluviali, colluviali e detritici, prevalentemente argilloso-sabbioso-limosi, intensamente pedogenizzati; contengono clasti arenacei alterati, dispersi nella matrice. Lo spessore è di pochi metri. Età: ?Pleistocene medio / sup.-Olocene.

La presenza di tali depositi in posizione inconsueta è dovuta ad un fenomeno geomorfologico noto come "inversione del rilievo": in particolare, già a partire probabilmente dal Pleistocene medio/superiore, in tutto l'Appennino Settentrionale e quindi anche in questo tratto di catena si sono prodotti dei sollevamenti che hanno causato una forte ripresa dell'erosione lineare e dell'erosione di massa; le superfici relitte sono dunque depositi precedenti al sollevamento e preservati dall'erosione attuale. Il basso crinale di Marinasco e Strà presenta vaste superfici pianeggianti ricoperte da un paleosuolo limoso-sabbioso fortemente ossidato; gli studi sulla evoluzione morfologica della zona fanno ritenere che questa estesa sella possa coincidere con un tratto del fondovalle di un paleo-corso del F. Vara che proseguendo verso Sud-Est si gettava in mare sulla continuazione dell'attuale Golfo della Spezia.

Depositi detritici (dt)

Sono costituiti da accumuli di clasti generalmenete eterometrici e monomittici, da angolosi a subangolosi, prevalentemente matrice-sostenuti, con matrice sabbioso-limoso-argillosa in quantità variabile. I clasti sono costituiti da arenarie prevalenti, da siltiti e argilliti ormai argillificate, riferibili alla formazione delle Arenarie di Monte Gottero. Localmente possono essere organizzati in falde o cono detritici, mentre lo spessore è solitamente inferiore a 10 m. Età: Olocene.

Depositi alluvionali attuali e recenti (all)

Sono costituiti da ghiaie eterometriche, sabbie e limi di composizione prevalentemente poligenica. Lo spessore massimo dovrebbe essere dell'ordine della decina di metri. In prossimità dello sbocco delle aste torrentizie nei collettori principali sono presenti dei depositi grossolani in matrice sabbiosa organizzati in cono di deiezione. Età: Olocene.

Depositi antropici (rp)

Sono costituiti da accumuli di materiale eterogeneo ed eterometrico, risultante prevalentemente dal materiale di risulta proveniente dallo scavo della galleria e sparsi nei pressi dell'imbocco orientale e in prossimità della galleria-finestra e dell'antico borgo di San Rocco. Occupano zone relativamente vaste con spessori consistenti.

Deformazioni gravitative profonde di versante (D.G.P.V.)

Senza entrare nel dettaglio della complessa problematica delle DGPV (per la quale si rimanda alla vasta letteratura esistente: Mahr & Nemcok, 1977; Agnesi *et alii*, 1978; Radbruch-Hall, 1978; Guerricchio & Melidoro 1979; Dramis, 1984; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Dramis *et alii*, 1987 e 1995; Pasuto & Soldati 1990; Bisci *et alii*, 1996; Sorriso-Valvo, 1995; ecc.) si ricorda che le DGPV si possono ritenere movimenti estremamente lenti, che interessano grandi volumi di roccia, con caratteristici effetti geomorfologici sui versanti interessati: trincee, contropendenze, avvallamenti, sdoppiamenti della linea di cresta, ecc.; in essi, sovente, può non essere ricostruibile una superficie di scorrimento continua e ben definita, verosimilmente sostituita, in profondità, da uno spessore roccioso coinvolto in fenomeni di deformazione visco-plastica, con meccanismi tipo *creep*. Largamente diffuse sul versante Marinasco-Strà, esse coinvolgono grandi volumi di roccia e sono ben distinguibili nella parte superiore del versante perché delimitate da superfici di taglio poste a monte di superfici pianeggianti o in contropendenza; la parte inferiore di questi movimenti non è invece ben distinguibile. Originatesi come riequilibrio del pendio durante o alla fine dei sollevamenti più cospicui, attualmente non danno importanti segni di attività, anche se alcuni inclinometri hanno messo in evidenza più livelli in movimento progressivo, anche a notevoli profondità, interpretati come superfici di taglio alla base delle D.G.P.V. Di esse, come delle frane, sarà trattato ampiamente in seguito.

Corpi di frana

Sono in genere rappresentati da accumuli eterogenei ed eterometrici di materiali litici arenacei, con matrice sabbiosa o sabbioso-limoso-argillosa

in quantità variabile. L'assetto è generalmente scompaginato. Alcune frane sono state classificate attive (fa) in base alle misure degli estensimetri, degli inclinometri, dei fessurimetri e delle campagne topografiche, oppure, in mancanza di strumentazione, per un'osservata attività attuale/recente. Altre frane sono state chiamate quiescenti (fq) quando non sono stati individuati indizi di attività recente dagli strumenti o dall'osservazione diretta; tale categoria potrebbe essere chiamata anche intermittente, riattivabile cioè con tempi di ritorno da stabilire, non essendosi ancora esaurite le cause.

L'età è verosimilmente riferibile a un arco di tempo che va dal Pleistocene medio/superiore all'Olocene.

Le cause predisponenti delle frane più superficiali del versante di Marinasco-Strà sono da ricercarsi nell'estremo stato di alterazione e fratturazione delle arenarie con intercalazioni di argilliti, nella loro originaria disposizione generalmente a franapoggio, nella presenza di discontinuità tettoniche lungo cui, soprattutto nella parte superiore del pendio, si orientano le superfici di taglio, nella forte acclività dovuta al recente sollevamento, nella sismicità, nelle abbondanti piogge che superano spesso i 1500 mm annui; le cause scatenanti sono da riferirsi alle precipitazioni intense e concentrate, all'erosione torrentizia lungo i solchi vallivi, all'attività antropica (scarichi fognari e di acque bianche, scalzamenti e scavi). Tra questi ultimi grande importanza hanno rivestito gli scavi della galleria di Marinasco, come possono testimoniare le riprese di movimento lungo le superfici di scorrimento dei fenomeni d'instabilità avvenute in concomitanza con lo scavo della galleria-finestra e con i lavori in sotterraneo lungo il tracciato stradale.

I movimenti di versante più profondi, impostati spesso lungo superfici di discontinuità preesistenti, costituite da faglie, diaclasi o giunti di strato che mettono a contatto litotipi diversi, si sono generate in condizioni meteo-climatiche assai diverse dalle attuali, in aree con un alto tasso di sollevamento relativo ed in un contesto di elevata sismicità. Attualmente i movimenti non sono percepibili in superficie, ma rilevabili in profondità solo strumentalmente.

Alcuni corpi di frana che insistono su versanti particolarmente vulnerabili avranno un trattamento più approfondito nei capitoli successivi.

5. MODELLO GEOLOGICO GENERALE DELL'AREA STUDIATA

I rilievi geologici e geomorfologici hanno evidenziato un modello d'instabilità assai generalizzato, che vede al di sopra di fenomeni d'instabilità profondi molte decine di metri (frane e DGPV), la presenza di movimenti più superficiali tra loro sovrapposti (Fig. 1).

Tali deformazioni coinvolgono grandi masse di roccia, che all'affiora-

mento e nelle perforazioni hanno mostrato caratteri geomeccanici particolarmente scadenti. Le arenarie e le argilliti risultano infatti percorse da un gran numero di fratture che, accompagnate da brecce di frizione, unitamente all'alterazione possono talora ridurre la roccia ad un sabbione limoso oppure a una ghiaia in matrice sabbioso-limosa.

I movimenti franosi più superficiali, che coinvolgono sia le coperture sia la roccia fratturata e degradata sono da riferire a tipologie molto simili tra loro ed ascrivibili a frane rotazionali presso la testata ed a scorrimenti traslativi e colamenti nelle loro parti inferiori; il loro stato di attività è documentato dai dissesti sui fabbricati e sulle strutture edificate in tempi successivi. Le frane attive sono particolarmente concentrate nella zona compresa tra il bivio della Val Durasca e l'antico borgo di San Rocco. In effetti, oltre che con le tipiche forme del terreno, i dissesti si manifestano qui con evidenti lesioni sui fabbricati, sulle pavimentazioni esterne, sulle strutture in muratura in genere; inoltre la loro distribuzione e configurazione d'insieme permette di ricostruire, con buona precisione, sia le corone che i corpi dei singoli movimenti.

6. I MOVIMENTI GRAVITATIVI SUI VERSANTI DI MARINASCO-STRÀ

Nel vasto panorama d'instabilità che caratterizza i versanti di Marinasco-Strà, l'attenzione si è concentrata su quelle aree a maggior rischio da frana, ovverosia su quei tratti di pendio dove erano state eseguite le indagini geologiche e geognostiche propedeutiche alla progettazione e alla realizzazione di opere di bonifica.

Esse sono:

- il versante compreso tra il bivio della Val Durasca e il vecchio borgo di San Rocco;
- i versanti intorno alla Pieve di Santo Stefano.
- il versante a nord e a sud dell'abitato di San Rocco;
- il versante a nord e a sud del cimitero di Marinasco.

6.1 IL VERSANTE TRA IL BIVIO DELLA VAL DURASCA E IL VECCHIO BORGIO DI SAN ROCCO

A conclusione dei rilevamenti geologico, geomorfologico e geologico-tecnico, è stata evidenziata (Fig. 5) una preoccupante situazione d'instabilità diffusa per la presenza di frane e di D.G.P.V.. La successiva campagna di indagini geognostiche effettuata in aree considerate ad alto rischio per la presenza di opere antropiche ha permesso di raffinare il precedente modello geologico, di installare un adeguato sistema di monitoraggio, di acquisire una serie di parametri geomeccanici e geotecnici utili per la

determinazione del fattore di sicurezza e per la progettazione di opere di bonifica.

Sono state eseguite prospezioni geofisiche a rifrazione e a riflessione, *down-hole*, sondaggi meccanici a carotaggio continuo, nei quali sono stati installati inclinometri, piezometri ed estensimetri.

6.1.1. LE PROSPEZIONI SISMICHE

Pur essendo a disposizione una copiosa serie di prospezioni sismiche, effettuate soprattutto per la realizzazione dello scavo della galleria, sono state prese in considerazione solo le stese sismiche realizzate nell'ambito degli studi condotti successivamente al 2002 per la Provincia della Spezia e per la Prefettura della Spezia, nell'ambito di un progetto per la messa in sicurezza del pendio, tralasciando volutamente quelle precedenti per la loro scarsa attinenza con i dati geologici di superficie e di sottosuolo.

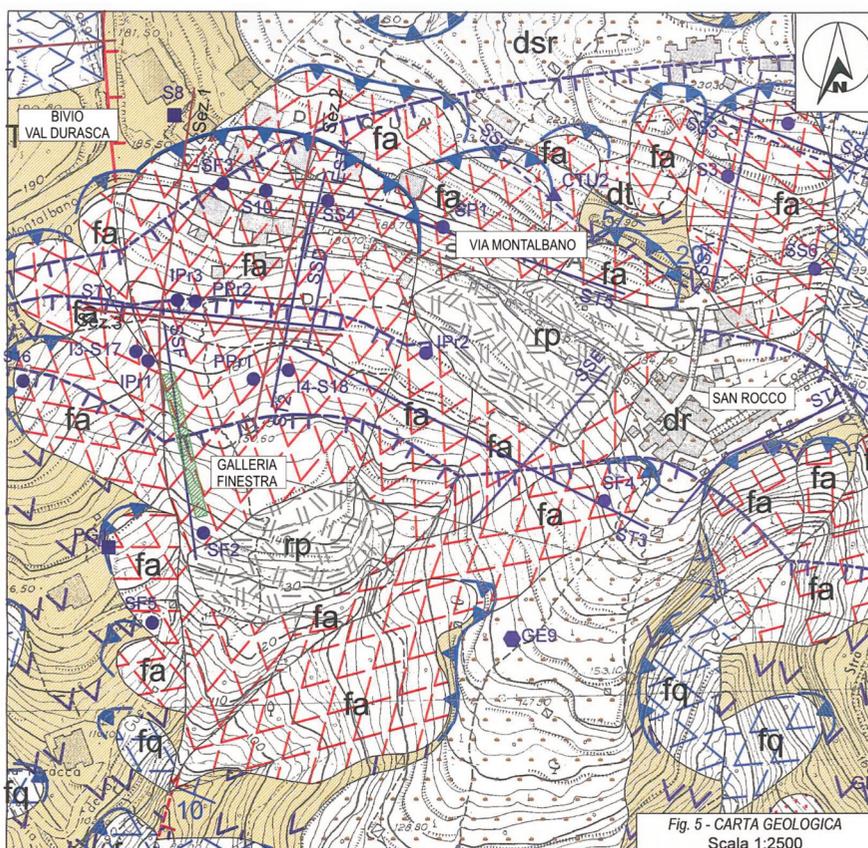


Fig. 5 - Stralcio della carta geologica tra il bivio della Val Durasca e il vecchio borgo di San Rocco.

I strato: raggiunge una profondità compresa tra 0,8 e 4,5 m e presenta basse velocità ($V_p = 280-580$ m/sec; $V_s = 100-330$ m/sec); esso corrisponde ad un suolo agrario o alla parte più alterata e pedogenizzata di una copertura detritica insatura;

II strato: raggiunge una profondità di 4,4-13,2 m in onde P ($V_p = 1000-1680$ m/sec) e una profondità di 4,5-18,6 m in onde SH ($V_s = 330-580$ m/sec); esso corrisponde ad un materiale saturo, incoerente o poco addensato, molto deformabile come risulta dal coefficiente di Poisson assai elevato ($\nu = 0,4-0,48$);

III strato: raggiunge una profondità, compresa tra 25-33 m e definita solo dalle onde SH nelle stese 1 e 2; le altre stese pur raggiungendo una profondità d'indagine anche superiori non individuano tale strato; la velocità delle onde P nel III strato varia tra 2330 e 2780 m/sec, quella delle onde SH tra 570 e 915 m/sec; esso corrisponde ad un orizzonte di arenarie e argilliti (Arenarie di M. Gottero) molto fratturato ed alterato con livelli brecciati, assai deformabile per l'elevato valore del coefficiente di Poisson ($\nu = 0,45-0,46$);

IV strato: individuato, come detto, solo nella stesa 1 e 2 dalle onde SH, ha una velocità V_s tra 850 e 915 m/sec e corrisponde alle Arenarie di M. Gottero, i cui litotipi (arenarie e argilliti), pur risultando ancora molto fratturati e con frequenti livelli di breccie di origine cataclastica, sono caratterizzati da un maggior grado di addensamento per il carico litostatico e quindi da velocità superiore a quella degli strati sovrastanti.

Le prospezioni sismiche a rifrazione 2003-2004

Facendo riferimento alle stese sismiche a rifrazione (ST1, ST2, ST3 e ST5 – Fig. 5) e utilizzando le onde di compressione P e le onde di taglio SH, sono state raggiunte profondità d'indagine tra i 35 e i 60 m, che hanno messo in evidenza più sismostrati:

Le prospezioni sismiche a riflessione

Sono state eseguite tre stese sismiche (SSD, SSE, SSA) i cui sismogrammi, anche se di non immediata lettura, mettono in evidenza la presenza di più frane sovrapposte, le cui superfici di scorrimento sono poste a profondità comprese tra 10 e 80 m. Le superfici scorrimento più profonde potrebbero anche riferirsi alle D.G.P.V. sviluppatasi nella parte alta del pendio.

6.1.2 I SONDAGGI MECCANICI

Molti sono i sondaggi meccanici, presenti sul versante indagato, quasi tutti a carotaggio continuo ed attrezzati poi con piezometri od inclinome-

tri. Essi sono stati effettuati nell'ambito delle campagne geognostiche che si sono succedute dai primi anni '90 sino al 2005, sia ai fini della costruzione della galleria per la variante Aurelia a cura dell'ANAS, sia per la realizzazione delle successive opere di bonifica del pendio. Tali sondaggi, che hanno raggiunto diverse profondità, hanno consentito un approfondimento delle conoscenze sulle caratteristiche litostratigrafiche locali.

6.1.3 ASSETTO GEOLOGICO DEL VERSANTE

Al termine di un lungo studio volto alla reinterpretazione dei sondaggi ANAS, all'interpretazione di quelli più recenti, alla taratura e alla lettura dei sondaggi sismici, alla costruzione di sezioni di correlazione, si è giunti ad un modello stratigrafico-strutturale del pendio che ha permesso di distinguere la distribuzione dei movimenti d'instabilità (Fig. 6). Il pendio presenta un assetto strutturale molto complesso per la presenza di più corpi di frana sovrapposti: i corpi rocciosi più profondi sono coinvolti in deformazioni gravitative profonde di versante, largamente diffuse sui pendii di Marinasco-Strà e i cui *markers* geomorfologici sono ben visibili superficialmente solo nella parte superiore del pendio; al di sopra di tali D.G.P.V. sono state individuate frane di media profondità a loro volta sormontate e parzialmente mascherate da frane superficiali o poco profonde.

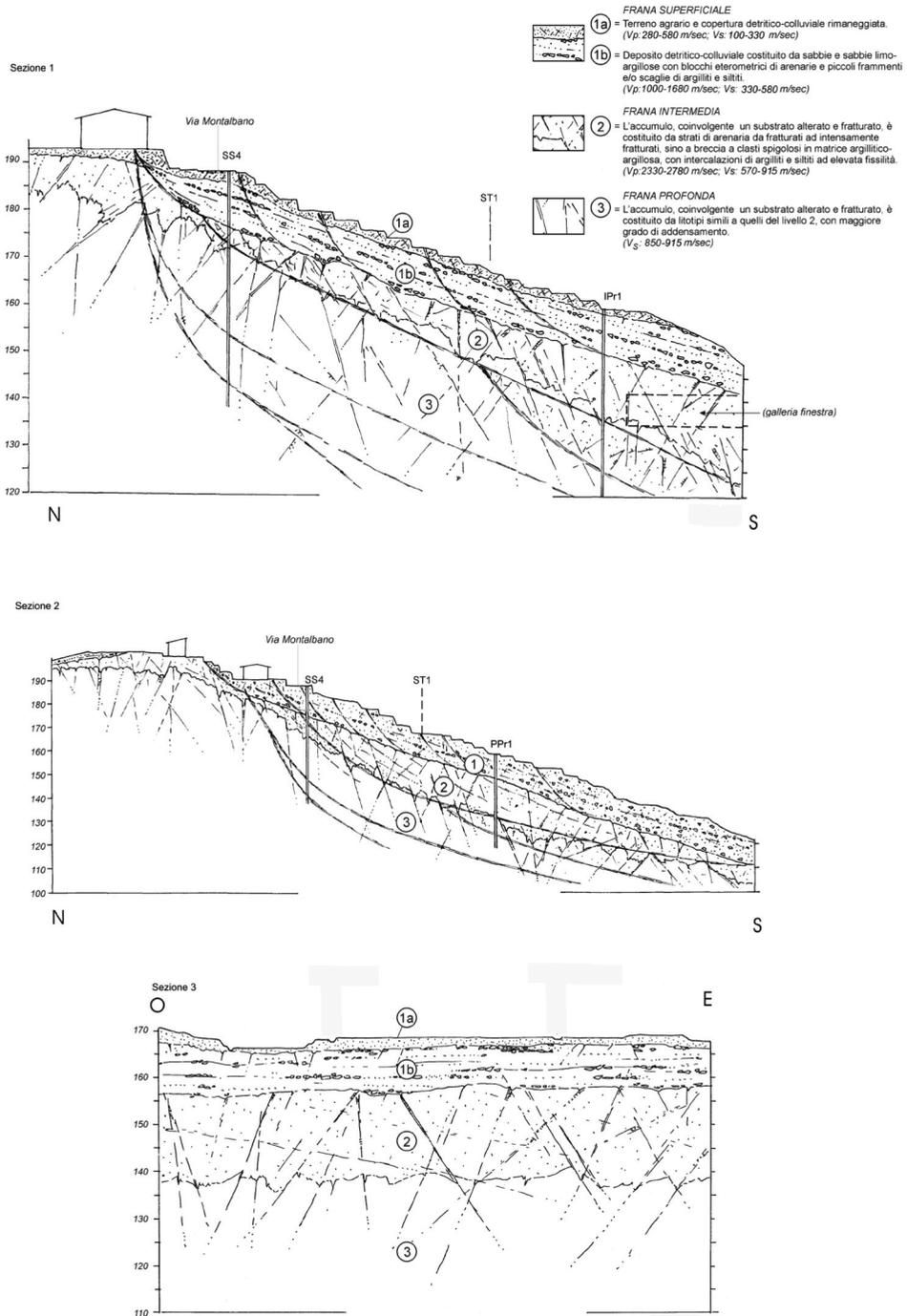
Frane superficiali

Sono state individuate almeno quattro frane (Fig. 5) a sud di via Montalbano; esse, con spessore variabile tra 9 e 11 m e costituite da una copertura detritico-colluviale in matrice siltoso-sabbiosa di colore giallastro per l'ossidazione, sono state classificate come scorrimenti rotazionali con attività attuale o recente. Sono presenti anche strati di arenaria, disgregata per fratturazione e per alterazione fino alla consistenza di un sabbione di colore giallastro, caratterizzati dalla presenza di falde effimere. La frana occidentale, lunga oltre 140 m e larga oltre 60 m, considerato l'alto rischio, è stata oggetto di una complessa bonifica che si è conclusa solo recentemente.

Frana intermedia

Questo secondo corpo di frana, compresa tra 9 e 30 m di profondità, è limitata alla base da un livello di scollamento costituito ora da un sottile orizzonte di argille plastiche (spessore qualche centimetro) ora da una breccia (spessore 40 cm). In esso sono presenti numerosissimi livelli di argilliti e di arenarie brecciate e arenizzate, nella quale i clasti arenacei ed argillitici sono inglobati in una matrice argillitico-siltitica, raramente argilloso-siltosa.

Fig. 6 - Sezioni geologiche rappresentative del terreno in frana - scala 1:500



La presenza di una matrice diffusa nei livelli brecciati e di strati di argilliti, spesso fittamente alternati alle arenarie, possono determinare localmente una scarsa permeabilità dell'ammasso roccioso, che riduce fortemente la circolazione idrica, come testimoniato dal colore grigio-scuro dell'ammasso roccioso sottostante. Il livello di scorrimento sopra descritto, i caratteri litotecnici dell'ammasso e i dati inclinometrici confermano la presenza del corpo di frana.

Frana profonda

Questo terzo corpo di frana limitato superiormente da quello intermedio ad una profondità di circa 30 m, è costituita da un ammasso roccioso dove sono più frequenti gli strati competenti, costituiti da arenarie, siltiti e argilliti, seppure ancora attraversati da fratture variamente orientate ma progressivamente più serrate in profondità. Questi intervalli competenti prevalgono su quelli cataclastici formati da clasti arenacei, argillitici e siltitici in matrice argillitico-argillosa; il colore grigio grigio-scuro dell'ammasso fa ipotizzare una mancanza di connessione idraulica con la zona areata sovrastante, non escludendo tuttavia una lentissima percolazione, anche in pressione, attraverso gli strati arenacei. Per i suoi caratteri litotecnici questo intervallo, che potrebbe arrivare ad una profondità di 70-80 m, come rilevato in alcuni sismogrammi a riflessione, potrebbe essere attribuito alla frana profonda.

6.1.4 - PARAMETRI FISICO-MECCANICI DELLE COPERTURE E DELLE ROCCE DEL SUBSTRATO

Non essendo stato possibile prelevare campioni indisturbati a causa delle condizioni di fratturazione e di alterazione dei materiali attraversati, si è fatto ricorso per la loro caratterizzazione a prove penetrometriche. Elaborando i valori di NSPT e assimilando il comportamento geotecnico dei materiali attraversati a quello di un terreno non coesivo e quindi valutando i parametri di resistenza al taglio in condizioni drenate, è stato compilato il prospetto in Tabella 1, che oltre ai valori dell'angolo di attrito interno (ϕ') e della densità relativa (DR), riporta il modulo di deformazione (E) e il peso di volume saturo (γ_{sat}) e asciutto (γ_d) alle varie profondità.

Come mostrano le sezioni in Fig. 6, il terreno nell'area in frana è stato suddiviso in più livelli dei quali è indicato lo spessore, la composizione litologica ed i principali parametri geotecnici.

Depositi della frana superficiale (1)

Essi sono costituiti superiormente da terreno agrario e al di sotto dal prodotto del rimaneggiamento per frana di un'originaria copertura detritico-

SONDAGGIO		IPr1					
SPT	Profondità	N SPT	ϕ' (°) *	Dr (%) **	E (kg/cmq) ^	γ_{sat} (t/mc) **	γ_d (t/mc) **
1	5,00-5,45	7-7-8	31,5	43	307	1,96	1,54
2	6,80-7,25	11-9-18	35,1	61	399	20,3	1,66
3	8,40-8,85	17-13-15	35,1	61	399	20,3	1,66
4	10,00-10,45	19-21-18	38,3	74	492	2,1	1,76
5	12,40-12,66	15-50x11	45,0	100	962	2,24	1,99
6	13,30-13,58	17-50x13	45,0	100	962	2,24	1,99
7	15,20-15,59	21-39-50x9	45,0	100	877	2,24	1,98
8	21,50-21,71	37-50x6	45,0	100	962	2,24	1,99
9	25,50-25,78	31-50x13	45,0	100	962	2,24	1,99
10	29,60-29,99	24-47-50x9	45,0	100	939	2,24	1,99
11	33,70-33,81	50x11	45,0	100	962	2,24	1,99

SONDAGGIO		PPr1					
SPT	Profondità	N SPT	ϕ' (°) *	Dr (%) **	E (kg/cmq) ^	γ_{sat} (t/mc) **	γ_d (t/mc) **
1	4,50-4,95	14-13-12	34,5	58	384	2,02	1,64
2	6,00-6,45	15-38-47	44,8	98	847	2,23	1,97
3	7,55-8,00	29-33-48	44,5	97	816	2,22	1,95
4	8,80-9,25	14-23-28	41,2	85	584	2,15	1,85
5	11,60-12,05	18-21-18	38,3	74	492	2,1	1,76
6	14,20-14,62	29-42-50x12	45,0	100	901	2,24	1,99
7	15,80-16,25	12-31-37	43,7	92	716	2,19	1,91
8	17,30-17,75	19-29-43	44,1	93	746	2,2	1,92
9	19,00-19,45	21-33-39	44,1	93	746	2,2	1,92
10	20,90-21,35	17-32-36	43,7	92	716	2,19	1,91
11	24,00-24,24	31-50x9	45,0	100	962	2,24	1,99
12	28,00-28,27	24-50x12	45,0	100	962	2,24	1,99
13	30,70-30,83	50x13	45,0	100	962	2,24	1,99
14	32,23-32,37	50x14	45,0	100	962	2,24	1,99
15	34,35-34,64	8-50x14	45,0	100	962	2,24	1,99

* Peck - Hanson - Thorburn (1948-1967)

** Terzaghi e Peck (1953-1974)

^ D'Appolonia et alii (1970)

Tab. 1 – Caratteristiche dei materiali derivanti da prove SPT

colluviale a prevalente composizione sabbioso-limosa nella quale sono inglobati anche frammenti e grossi blocchi di arenaria profondamente alterata fino alla completa arenizzazione; lo spessore complessivo raggiunge i 10-13 m come è stato messo in evidenza dai sondaggi e dalle prospezioni sismiche.

Nelle sezioni di dettaglio è stato evidenziato il terreno agrario (1a) dal sottostante detrito (1b), come mostrano anche le sezioni interpretative costruite sulla base della sismica a rifrazione.

Le prove SPT eseguite in avanzamento nei due sondaggi perforati nell'ottobre del 2003 lungo la strada che porta alla galleria finestra e a valle dei pozzi strutturali (cfr. par. 6.1.6), ed in particolare nel sondaggio IPr1, attrezzato poi ad inclinometro, mettono in evidenza la netta transizione tra il livello 1 ed il livello 2 e permettono di stimare il grado di

addensamento e i valori di resistenza al taglio dei depositi della frana superficiale in condizioni drenate; nel sondaggio PPr1, attrezzato poi a piezometro, le prove SPT non permettono una distinzione così netta come nell'IPr1 tra i materiali della frana superficiale e quelli sottostanti a causa della presenza di un grosso blocco di arenaria presso la superficie.

I valori della densità relativa (DR) e dell'angolo di resistenza al taglio (ϕ') che caratterizzano i terreni della frana superficiale risentono dell'estrema variabilità litologica e sono influenzati dalla presenza di grossi frammenti e blocchi dispersi nella matrice sabbioso-limoso; DR varia tra 43 e 98%, quest'ultimo valore è sicuramente da riferire alla presenza di un grosso blocco di arenaria riconosciuto nel sondaggio; ϕ' varia tra 31° e 44°. Anche il modulo di deformabilità (E) evidenzia con i suoi valori crescenti verso il basso il passaggio tra i depositi superficiali e quelli sottostanti.

Depositi del corpo di frana intermedio (2) e depositi del corpo di frana inferiore (3)

Al di sotto delle coperture incoerenti superficiali (1a e 1b) sono stati individuati due livelli litologicamente omogenei (2 e 3 sulle sezioni), in quanto rappresentati in prevalenza da strati di arenarie e da argilliti intensamente brecciati e quindi da assimilare come comportamento meccanico ad un ammasso pressoché incoerente, anche se caratterizzati da un diverso grado di compattazione in funzione della profondità. La prospezione geofisica ha messo in evidenza un aumento della velocità delle onde di taglio a profondità superiori a 25-30 m, ed anche le prove SPT confermano la variazione di resistenza all'avanzamento della punta al di sotto dei 20-22 m.

Entrambi i livelli, definiti impropriamente come "substrato", sono caratterizzati da densità relativa e di attrito interno molto alti, evidentemente influenzati dai grossi blocchi di arenaria che determinano anche il rifiuto all'avanzamento: la densità relativa (DR) varia tra il 90 e 100%, ϕ' tra 44° e 45°, il modulo di deformabilità (E) tra 700 e 900 kg/cm².

I parametri significativi dell'ammasso attraversato dai due sondaggi perforati nelle vicinanze dell'area d'intervento, che si possono ricavare dall'esame diretto delle carote al momento della loro estrazione, consentono di stimare una scarsa resistenza dei due livelli individuati e confrontabili con la IV-V classe di Z. T. Bieniawski; l'ammasso nel suo insieme è da definire come "roccia scadente - molto scadente" ed i parametri di resistenza in condizioni drenate, in accordo con la classificazione citata sono: coesione $c' = 150$ kPa e $\phi' = 20^\circ$.

Tali valori che caratterizzano verosimilmente il terreno lungo la superficie di scorrimento potrebbero essere assegnati a tutto l'ammasso del terreno

MISURAZIONI LIVELLI FALDA

	DATA	ORA	RIVESTIMENTI	FONDO FORO	PIEZOMETRO	LIV. ACQUA D.A.P.C.
SONDAGGIO PPr1	06/10/03	9.41	6,00	6,00	-	3,30
	06/10/03	17.30	12,00	12,40	-	2,60
	07/10/03	9.15	12,00	12,40	-	9,50
	07/10/03	17.05	18,40	18,40	-	3,20
	08/10/03	8.05	18,40	18,40	-	5,35
	08/10/03	17.10	25,50	26,60	-	3,83
	09/10/03	8.10	25,50	26,60	-	3,02
	09/10/03	18.15	30,00	30,30	-	4,80
	10/10/03	8.13	30,00	30,30	-	4,42
	10/10/03	17.13	34,00	34,00	-	0,92
	13/10/03	8.12	34,00	34,00	-	1,73
	13/10/03	17.10	37,50	40,00	-	4,49
	14/10/03	8.33	37,50	40,00	-	2,38
	14/10/03	16.07	-	40,00	40,00	5,12
	15/10/03	8.13	-	40,00	40,00	5,14
	15/10/03	17.13	-	40,00	40,00	5,14
	16/10/03	8.21	-	40,00	40,00	5,14
	16/10/03	17.10	-	40,00	40,00	5,14
	17/10/03	8.08	-	40,00	40,00	6,30
	17/10/03	16.30	-	40,00	40,00	6,24
	21/10/03	8.35	-	40,00	40,00	6,75
	21/10/03	17.05	-	40,00	40,00	6,80
22/10/03	8.30	-	40,00	40,00	6,95	
22/10/03	17.40	-	40,00	40,00	6,95	
SONDAGGIO N° IPr1	14/10/03	16.05	6,00	6,00	-	-
	15/10/03	8.15	6,00	6,00	-	-
	15/10/03	17.10	13,50	14,20	-	1,35
	16/10/03	8.17	13,50	14,20	-	8,74
	16/10/03	17.24	19,00	21,90	-	3,95
	17/10/03	8.06	19,00	21,90	-	18,47
	17/10/03	16.49	25,50	28,00	-	4,78
	21/10/03	8.13	25,50	28,00	-	12,59
	21/10/03	17.00	34,35	34,35	-	4,40
22/10/03	8.24	34,35	34,35	-	4,23	

Tab. 2 – Misurazioni dei livelli di falda nei sondaggi Ppr1 e IPr2

e ciò comporta evidentemente l'assunzione di parametri estremamente cautelativi, ma che condizionerebbero pesantemente le tipologie d'intervento.

Per tali considerazioni ed in mancanza di valori numerici derivanti da prove dirette su campioni indisturbati, il cui prelievo non è stato possibile e che comunque sarebbero poco significativi per la caratterizzazione dell'intero ammasso della frana intermedia ed inferiore, litologicamente molto eterogeneo, si ritiene di dover assumere valori di resistenza al taglio (ϕ') compresi tra 30° - 35° e coesione (c') = 0, mantenendo il modulo di deformabilità (E) del substrato di 700-900 kg/cm².

6.1.5 CARATTERI IDROGEOLOGICI

Allo scopo di acquisire nuove conoscenze sulle caratteristiche di permeabilità dei vari corpi di frana, sono state effettuate varie letture dei livelli dell'acqua nei fori durante i lavori di perforazione (Tab. 2) e nel piezometro messo in opera nel sondaggio PPr1.

Altre misure di livello sono state effettuate nello stesso piezometro durante la seconda quindicina del mese di ottobre e più di recente alla fine del mese di novembre ed inizio dicembre, periodo in cui sono più intense le precipitazioni.

Nel corso dei lavori di perforazione le oscillazioni di livello tra la sera, al termine del lavoro, e la mattina successiva alla ripresa, mostrano variazioni contenute in poche decimetri sia in discesa come in risalita, ad eccezione di alcune variazioni di livello più consistenti verificate a profondità 20 e 30 m nel sondaggio Ppr1.

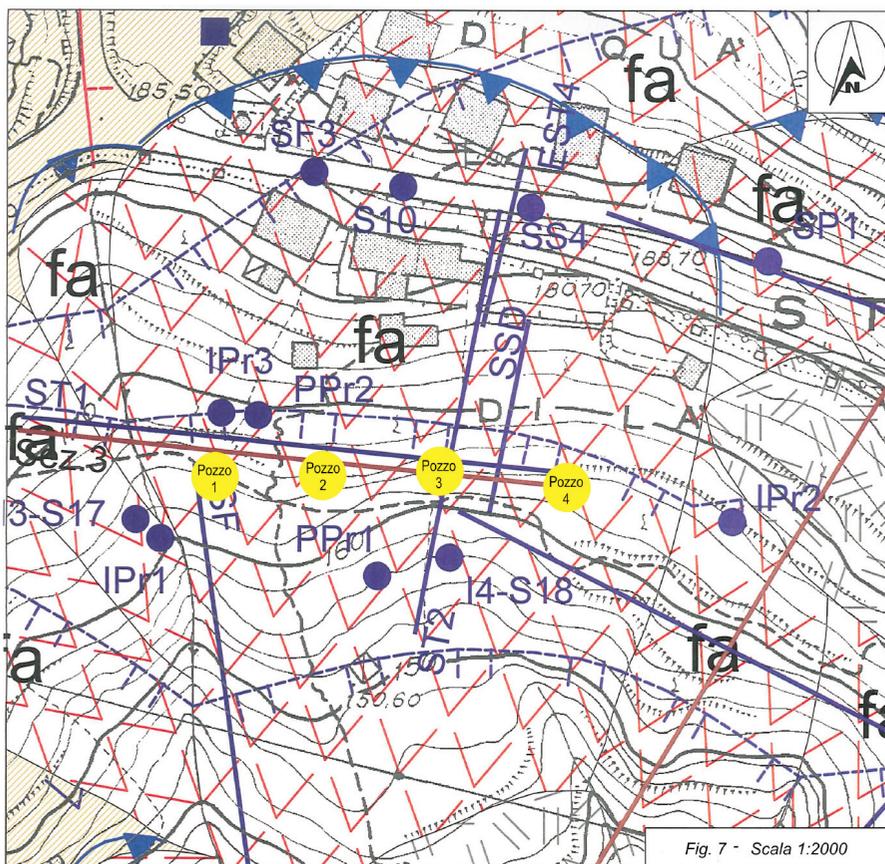


Fig. 7 – Pozzi strutturali realizzati sotto l'antico borgo di Strà

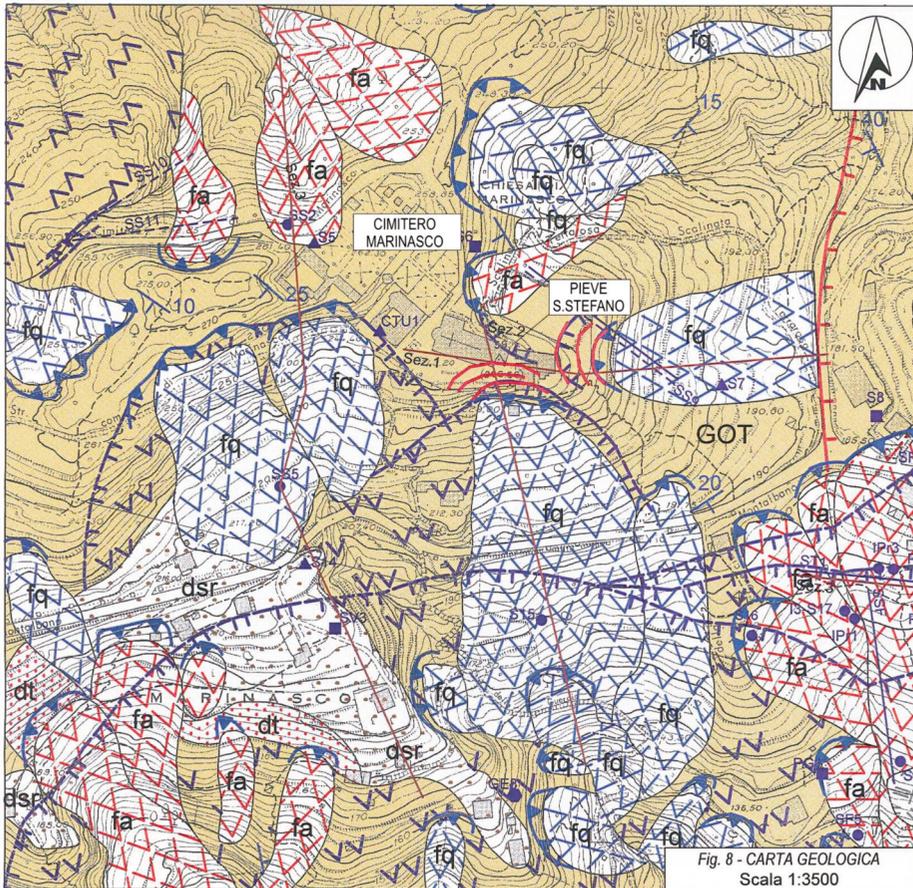


Fig. 8 - Stralcio della carta geologica dei versanti meridionale e orientale della Pieve di Santo Stefano e del cimitero di Marinasco

Le limitate oscillazioni di livello verificate nel corso del sondaggio IPr1 sono condizionate dalla presenza delle acque freatiche contenute nel corpo di frana superficiale che in questo periodo dell'anno si attestano a 6-7 metri dal piano di campagna.

I più sensibili abbassamenti del fluido di circolazione nel sondaggio PPr1 tra i 20 e 30 m sono da riferire a consistenti perdite attraverso i livelli di breccia a grossi elementi di arenaria con scarsa matrice.

Una moderata permeabilità primaria caratterizza i depositi detritico-colluviali, sciolti e incoerenti della frana superficiale, nella quale ha sede una modesta circolazione di tipo freatico, alimentata direttamente dalle precipitazioni, la cui scarica avviene attraverso diffusi stillicidi nella parte bassa del pendio. Le oscillazioni del livello freatico sono contenute

nell'ordine di 2-4 m, in funzione delle locali caratteristiche di trasmissività e capacità di ritenzione del mezzo acquifero.

Il complesso arenaceo-argillitico costituisce il substrato di questa falda sospesa. All'interno di tale substrato non sono state rilevate tracce significative di percolazione di acque meteoriche, quali livelli di ossidazione, depositi di materiali argillosi all'interno delle fratture e ciò conferma la sua scarsa permeabilità d'insieme. Gli abbassamenti di livello dell'acqua di lavorazione nel corso della perforazione del sondaggio Ppr1 sono da riferire alla presenza di alcuni strati di arenaria cataclasata e moderatamente permeabile, peraltro non acquifera in quanto racchiusa all'interno dell'ammasso nel quale le argilliti, sottoforma di strati e di matrice tra i clasti, ne limitano la permeabilità.

6.1.6 LE OPERE DI BONIFICA REALIZZATE

Su questa porzione del versante si è intervenuti realizzando quattro pozzi (Fig. 7) di grandi dimensioni: circa 12 metri di diametro esterno, 8 metri di diametro interno e una profondità di circa 30 metri, tirantati su tre livelli (a 3, 6 e 9 metri dal boccapozzo); su ogni livello sono stati inseriti cinque tiranti composti da 6 trefoli, lunghi 25 metri. Tali opere sono in grado di resistere alle spinte della frana intermedia, ripartendole lateralmente e riportando il versante in condizioni di stabilità; tale fatto è confermato dalla progressiva riduzione delle deformazioni sui principali livelli di spostamento dei corpi di frana, evidenziata dagli inclinometri e dalle altre strumentazioni del monitoraggio.

6.2 *I versanti meridionale e orientale della Pieve di Santo Stefano*

Il substrato che forma l'ossatura dei versanti appartiene alla formazione delle Arenarie di M. Gottero, già descritte precedentemente; esse si presentano anche in questo settore intensamente fratturate sino alla completa brecciatrice di alcuni livelli meno consistenti. Sulla carta geologica (Fig. 8) sono state individuate alcune frane originatesi in tempi non identificabili, ma caratterizzate da locali riprese di movimento presso le loro testate, evidenziate dalla retrogressione delle stesse, come dimostra la presenza di superfici di taglio per trazione, rappresentate in Fig. 8 da semicerchi, accentuatesi in concomitanza degli scavi in sotterraneo della galleria di Marinasco. Gli effetti sono visibili sui muri della chiesa, del campanile e della canonica (Figg. 9 e 10).

Tali frane sono classificabili come scorrimenti rotazionali con superfici multiple che si manifestano con una successione di deformazioni del terreno in superficie, quali variazioni di pendenza e trincee di sprofondamento incipienti.



Fig. 9 - Lesioni sui muri della Pieve

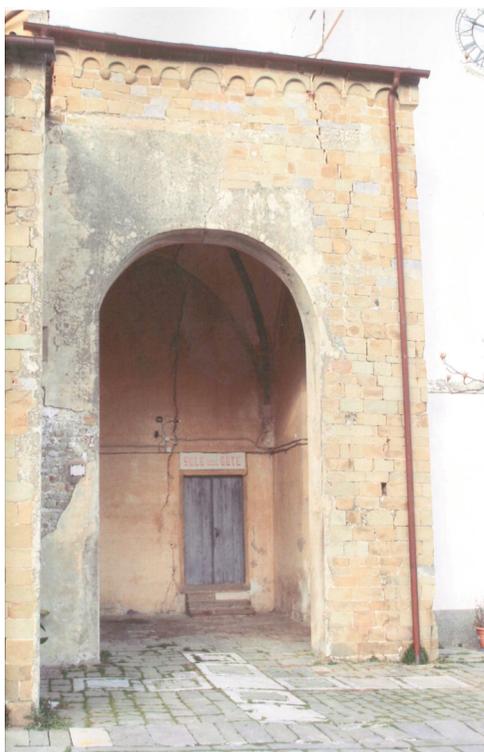


Fig. 10 - Lesioni sui muri interni ed esterni della parte orientale della Pieve

Anche sul versante nord sono presenti piccole frane attive che hanno manifestato i loro movimenti più parossistici in concomitanza temporale con i lavori di scavo nel sottosuolo.

6.2.1 LE PROSPEZIONI SISMICHE

Nell'anno 2007 sono state eseguite 4 stese sismiche a rifrazione (Fig. 11) per il progetto di messa in sicurezza della Pieve di Santo Stefano, del campanile e dell'attigua canonica. Il sondaggio sismico a riflessione preso in considerazione (Fig.8) si riferisce invece alla campagna di studi del 2002 promossa dalla Provincia della Spezia.

LE PROSPEZIONI SISMICHE A RIFRAZIONE

Le stese sismiche, ubicate intorno all'ampio piazzale della Pieve, hanno messo in evidenza almeno 4 sismostrati:

– Il primo con profondità <1–2 m ha una velocità delle onde P compresa tra 300 e 500 m/s e delle onde SH tra 160 e 270 m/s; esso corrisponde alla copertura detritico-colluviale rimaneggiata nella parte superficiale.

– Il secondo con profondità variabili tra 6 e 15 m ha una velocità delle onde P compresa tra 850 e 1300 m/s e delle onde SH tra 350 e 500 m/s; esso corrisponde ad un'arenaria alterata e variamente fratturata fino a breccia con intervalli di siltiti ed argilliti anch'esse alterate.

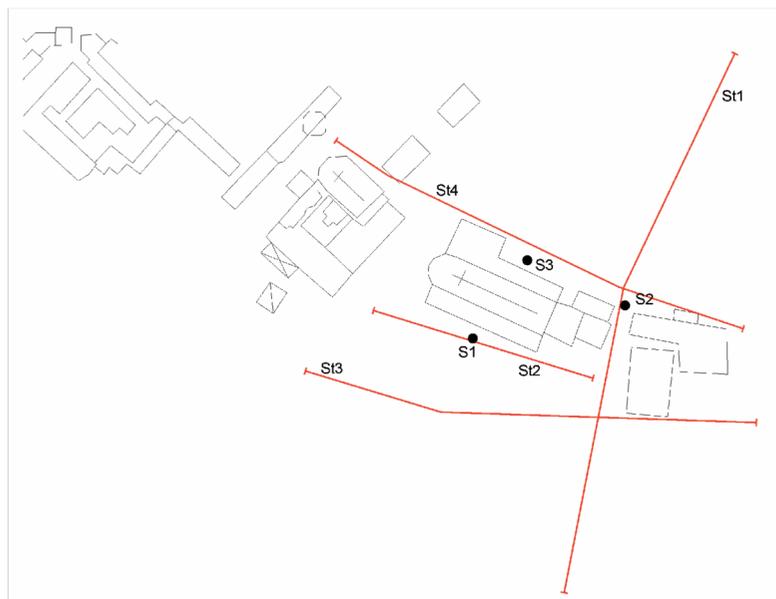


Fig. 11 – Stese sismiche a rifrazione e sondaggi meccanici effettuati nella campagna del 2007 per il progetto di messa in sicurezza della Pieve di S.Stefano

Il terzo, la cui profondità è stata rilevata solo nella linea ST1 (30 m circa in onde P; 40 m circa in SH), ha una velocità delle onde P compresa tra 1610 e 3000 m/s e delle onde SH tra 395 e 1100 m/s; esso corrisponde ad un'arenaria fratturata, progressivamente meno alterata in profondità.

Il quarto ha una velocità, rilevata solo nella linea ST1, delle onde P compresa tra 4500 e 4700 m/s e delle onde SH tra 2410 e 2445 m/s; esso corrisponde ad un'arenaria fratturata, ma con fratture serrate per carico. Tali valori di velocità sono verosimilmente sovrastimati.

La prospezione sismica a riflessione

La sezione sismica a riflessione SSG (Fig. 12), la cui terminazione interessa la parte superiore della frana orientale, mostra un evidente livello di scollamento che si approfondisce verso est fino a circa 20 m.

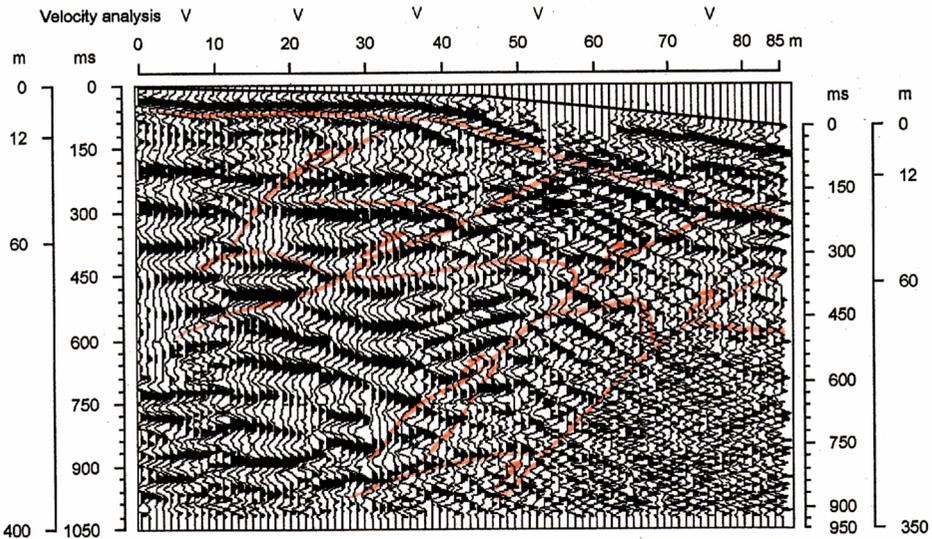


Fig. 12 – Il sismogramma della linea sismica a riflessione SSG

6.2.2 I sondaggi meccanici

I sondaggi meccanici che interessano questo territorio sono stati eseguiti in tempi diversi per progetti diversi (ANAS, Provincia della Spezia, Prefettura della Spezia): quelli più vecchi sono stati reinterpretati anche alla luce delle nuove conoscenze e insieme a quelli più recenti, hanno permesso di fornire un modello geologico con un buon grado di attendibilità.

Il sondaggio S15 eseguito per conto dell'ANAS nel 1997 nel corpo frana meridionale del versante è profondo 50 m: secondo la nuova inter-

pretazione esso indica la presenza di un corpo di frana, costituito da un detrito di origine colluviale in matrice siltoso-sabbiosa fino a 13 m; inferiormente all'interno alla formazione delle Arenarie di Monte Gottero (arenarie prevalenti e argilliti in subordine) si rilevano molti livelli brecciati (almeno 5) che potrebbero corrispondere ad altrettanti livelli di scollamento. Nel sondaggio S1 (Fig.11), eseguito a carotaggio continuo, profondo 25 m e ubicato sul lato sud in adiacenza alla chiesa e alla testa della frana, affiora, al di sotto di oltre 3 m di riporto, la formazione delle Arenarie di Monte Gottero, molto fratturata e percorsa a varie profondità (8,2 m , 17,3 m e 24,8 m) da più superfici di scorrimento, da riferire con tutta probabilità alla retrogressione della testata della frana.

6.2.3 ASSETTO GEOLOGICO DEI DUE VERSANTI

In base ai dati di superficie e di sottosuolo (Figg. 8, 13 e 14) la frana orientale, lunga oltre 55 m e larga 30 m, che interessa la formazione delle Arenarie di Monte Gottero, ha uno spessore massimo di 20 m e può essere definita come scorrimento rotazionale. La frana meridionale, lunga 110 m e larga 50 m, può essere interpretata come costituita da più corpi sovrapposti: quello più superficiale comprende prevalentemente un detrito di modesto spessore, mobilizzato da scorrimenti planari; i corpi di frana più profondi (almeno due, evidenziati nel sondaggio S15), sono costituiti da Arenarie del M. Gottero molto rimaneggiate e alterate e possono essere classificati come scorrimenti rotazionali multipli.

6.2.4 LE OPERE DI BONIFICA REALIZZATE

In questa porzione del versante si è intervenuti cercando di fornire alle fondazioni della chiesa e del campanile una maggiore rigidità senza interferire con la struttura stessa, questo perché trattasi di edificio storico di elevato valore artistico-culturale. Questo obiettivo è stato raggiunto costruendo, in prossimità delle strutture di fondazione, sui tre lati nord, est e sud, cordoli in cls armato e fondati su pali sfalsati di circa 20 metri di profondità; la connessione con le strutture fondazionali preesistenti è stata realizzata con "denti" in cls.

6.3 *Il versante a nord e a sud dell'abitato di San Rocco*

Anche in quest'area alla fine dei rilievi geologici si è presentata una realtà molto complessa per la presenza di numerosi corpi di frana attivi e quiescenti sia a monte che a valle dell'antico borgo di San Rocco (Fig. 15).

Per comodità di esposizione l'area è stata suddivisa in due parti: una a monte della via Montalbano fino quasi al crinale; l'altra al di sotto della via Montalbano sino al fondo valle.

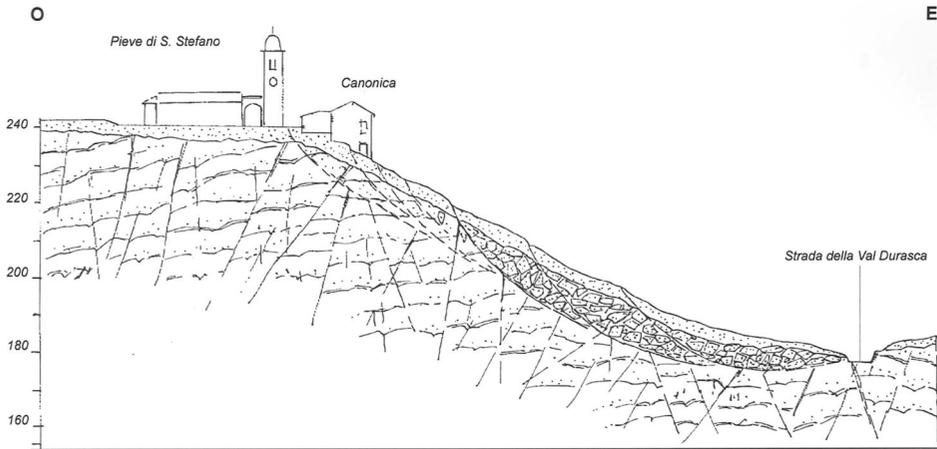


Fig. 13 – Sezione 1 (vedi traccia in Fig. 8)

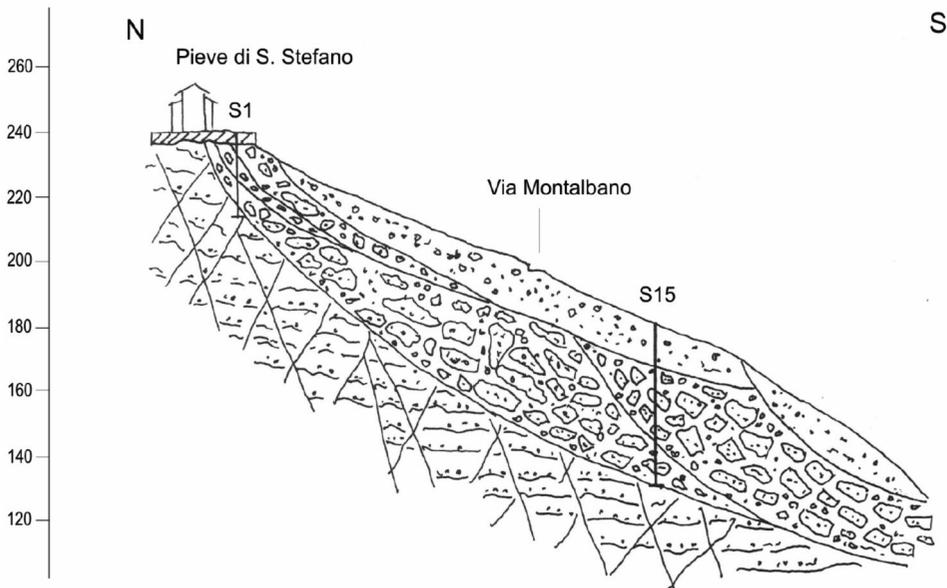


Fig. 14 – Sezione 2 (vedi traccia in Fig. 8)

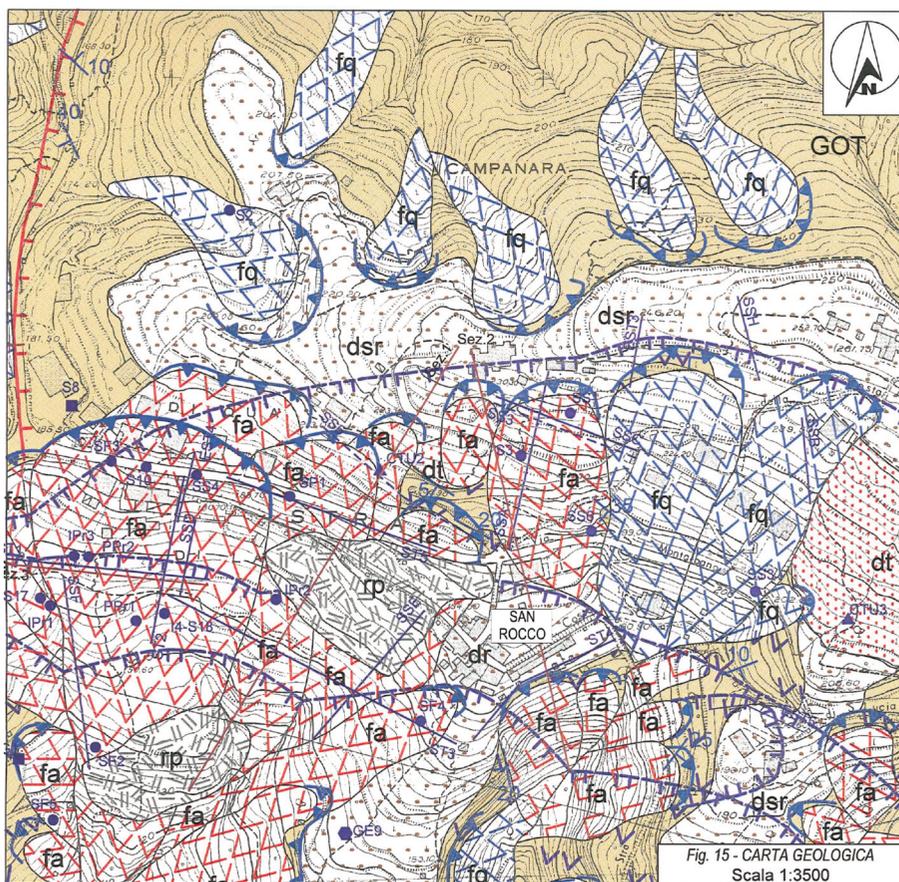


Fig. 15 - Stralcio della carta geologica del versante a nord e a sud del Vecchio borgo di Strà

PARTE SETTENTRIONALE

6.3.1 LE PROSPEZIONE SISMICHE

Le indagini sismiche in quest'area si riferiscono alla campagna 2002 promossa dalla Provincia della Spezia. Nella parte occidentale a monte di Via Montalbano, in corrispondenza della frana attiva, sono state ubicate una stesa sismica a rifrazione (SS3 – Fig. 16). ed una a riflessione (SSC – Fig. 17). Nella parte orientale, sempre a monte della via Montalbano, è stata ubicata un'altra stesa a riflessione (SSB – Fig. 18) in corrispondenza di un corpo di frana quiescente più orientale.

La prospezione simica a rifrazione SS3

– Il primo sismostrato con spessore <5 m ha una velocità delle onde P

compresa tra 270 e 400 m/s e delle onde SH tra 170 e 220 m/s; esso corrisponde alla parte più superficiale e rimaneggiata di una copertura detritico-colluviale.

– Il secondo sismostrato con profondità <10 m ha una velocità delle onde P compresa tra 800 e 840 m/s e delle onde SH tra 240 e 430 m/s; esso corrisponde ad un accumulo di frana, privo di coesione e assai permeabile.

– Il terzo sismostrato, il cui limite inferiore non è stato rilevato, ha una velocità delle onde P compresa tra 1330 e 1830 m/s e delle onde SH tra 540 e 720 m/s; esso corrisponde ad un ammasso roccioso fratturato e alterato con bassa coesione e potrebbe anch'esso corrispondere ad un corpo di frana.

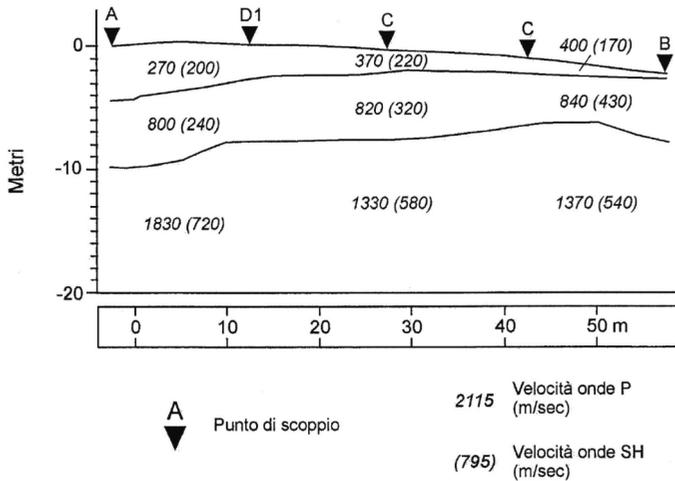


Fig. 16 - La linea sismica a rifrazione SS3

Le prospezioni sismiche a riflessione

Il sismogramma relativo alla stesa SSC, tarato dal sondaggio meccanico SS1, mostra al di sopra dei 20 m (circa tra 10 e 20 m) una serie di riflettori, assai ravvicinati tra loro, che potrebbero rappresentare delle superfici di discontinuità riferibili a piani di scorrimento di frane; il riflettore in prossimità dei 20 m potrebbe riferirsi alla superficie principale di scorrimento di un corpo di frana, rimaneggiato poi da successivi movimenti, le cui forme sono state individuate sulla carta geologica (Fig. 15). Anche il sismogramma SSB conferma la presenza di un riflettore (tra 20 e 50 m) che potrebbe corrispondere ad una superficie di scorrimento di una frana, che nella parte superiore (tra 10 e 20 m) è stata rimaneggiata da altri movimenti di pendio.

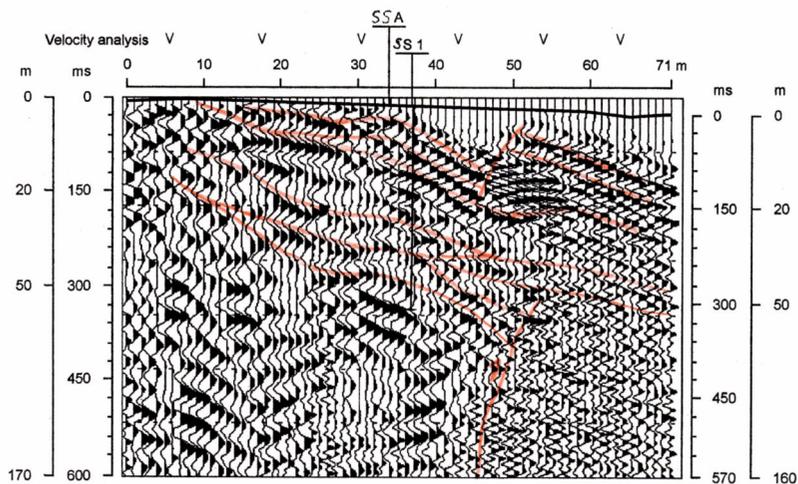


Fig. 17 - La linea sismica a riflessione SSA

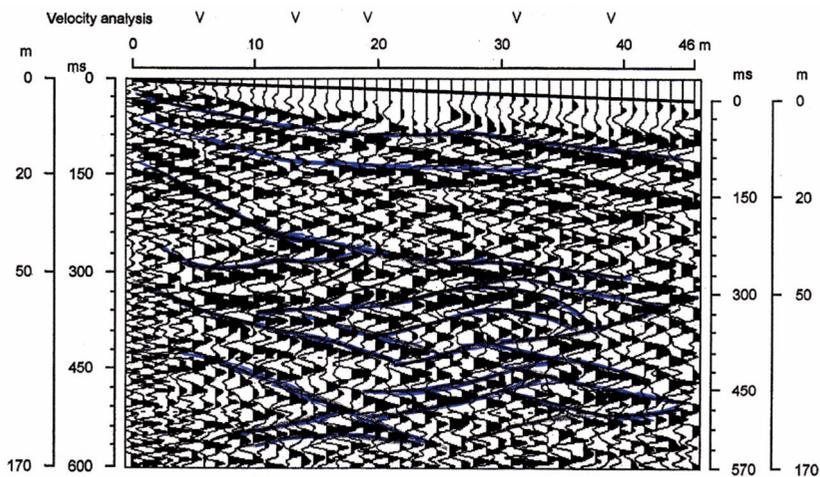


Fig. 18 - La linea sismica a riflessione SSB

6.3.2 I sondaggi meccanici

I sondaggi meccanici che interessano questo territorio sono stati eseguiti in tempi diversi e per progetti diversi (ANAS, Provincia della Spezia, Tribunale della Spezia). Alcuni di essi, la cui stratigrafia non è stata controllata direttamente dagli estensori del presente articolo, sono stati reinterpretati alla luce delle conoscenze acquisite attraverso i nuovi sondaggi.

I sondaggi SS1, SS3, SS6, S3, confermano il quadro, generalizzato sui versanti di Marinasco-Strà, che mostra una copertura detritico-colluviale di spessore variabile, ma raramente superiore ai 10-11 m, quasi sempre coinvolta in movimenti superficiali di tipo scorrimento planare; al di sotto di tale copertura s'individua un ammasso roccioso, molto alterato e fratturato, tanto da rendere la formazione delle Arenarie di Monte Gottero paragonabile ad una roccia incoerente percorsa a varia profondità da numerose discontinuità, interpretate come superfici di scorrimento di frana.

6.3.3 Assetto geologico del versante

Nella porzione settentrionale, al di sopra di un *bedrock* prevalentemente arenaceo (Arenarie di Monte Gottero), sono compresi tre corpi di frana allungati (lunghezza massima 180 m, minima 130 m; larghezza massima 80

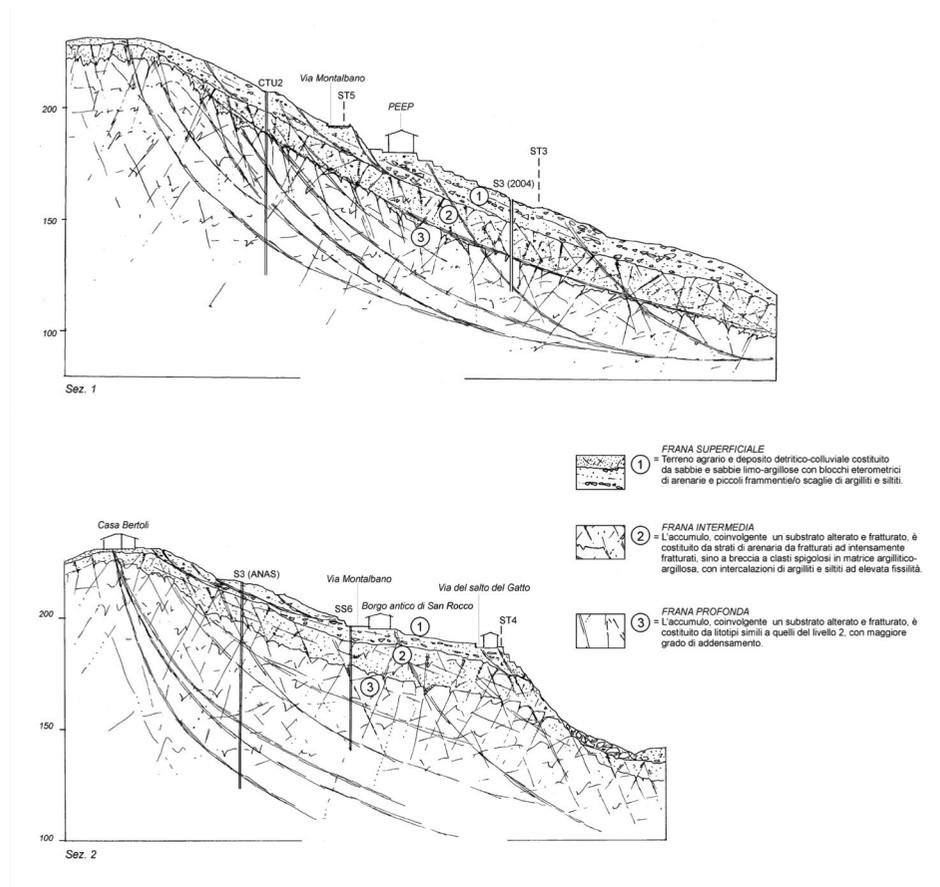


Fig. 19 – Sezioni geologiche-geomorfologiche schematiche attraverso il versante di San Rocco
 Scala 1:1.000

m circa), riconducibili a scorrimenti planari di detrito (Fig. 19). Lo stato di attività per le due frane più orientali può essere definito quiescente: in mancanza di dati strumentali, sono stati effettuati sopralluoghi, che non hanno messo in evidenza riprese di attività di frana; anche secondo le testimonianze degli abitanti, non sono stati segnalati movimenti in anni precedenti. La definizione di frana attiva per quella più occidentale è stata dettata dall'inclinometro posto nel sondaggio S3, che ha registrato negli anni 2000-2002 importanti deformazioni a 28 m di profondità (oltre 10 cm), a 60 m (5 cm), a 70 m (oltre 5 cm) e a 80 m (meno di 5 cm). Tali deformazioni sono continuate sino alla messa in sicurezza del pendio, avvenuta nel 2008, con le opere descritte di seguito. Al di sotto di tale frana sono stati individuati numerosi livelli, contraddistinti da un'estrema fratturazione della roccia madre arenacea e da una argillificazione e plasticizzazione dei intervalli argillitici, che potrebbero essere ricondotti a superfici di scorrimento di frane rotazionali (Fig. 19). In conclusione, come è stato ben rappresentato nelle sezioni geologiche di Fig. 19, il versante è interessato da più frane geometricamente sovrapposte, chiamate per comodità di espressione frana superficiale (1), frana intermedia (2) e frana profonda (3).

PARTE MERIDIONALE

In quest'area, pur essendo compresa nell'ampia opera di bonifica dei pendii di Marinasco-Strà, è stata eseguita solo una stesa sismica a rifrazione.

LA PROSPEZIONE SISMICA A RIFRAZIONE ST4

Sono stati individuati, sia in onde P sia in onde SH, tre sismostrati:

- il primo con spessore 2-3 metri, è caratterizzato da velocità delle onde P comprese tra 260 e 420 m/sec e da velocità delle onde SH tra 80 e 170 m/sec;
- il secondo con spessore 10-15 m, è caratterizzato da velocità delle onde P comprese tra 1370 e 1600 m/sec e da velocità delle onde SH tra 550 e 570 m/sec;
- il terzo strato è caratterizzato da velocità delle onde P comprese di 2400 m/sec e da velocità delle onde SH tra 780 e 920 m/sec.

L'estrema fratturazione delle litologie, unita all'acclività e all'erosione al piede da parte del torrente, determinano i movimenti del pendio, riconducibili a frane di crollo (lunghezza massima 80 m, larghezza massima 50 m) con attività attuale o molto recente.

6.3.4 LE OPERE DI BONIFICA REALIZZATE

In questa parte del versante, data la presenza di una diffusa edilizia abitativa con edifici anche vetusti, è stato deciso di attuare principalmente

interventi locali tesi a stabilizzare le frane superficiali individuate. Sono stati realizzati quindi muri e cordoli in cls armato fondati su pali di profondità variabile dai 10 ai 20 metri in alcuni casi con tiranti.

Su tutto il versante sono state eseguite inoltre opere di regimazione e raccolta delle acque superficiali, consistenti principalmente in cunette, cordoli, canalizzazioni e briglie per il convogliamento verso i principali corsi d'acqua del versante stesso.

6.4 Il versante settentrionale e meridionale del cimitero di Marinasco

Con il rilievo geologico e geomorfologico (Fig. 8) e con il contributo di prospezioni sismiche e di alcuni sondaggi fatti perforare da ANAS e dalla Provincia della Spezia, è stato possibile ricostruire il modello geologico di questi due versanti. Per comodità di esposizione saranno considerati separatamente i versanti settentrionale e meridionale del cimitero di Marinasco.

IL VERSANTE SETTENTRIONALE

Le indagini geonostiche effettuate in questo versante sono consistite in un sondaggio meccanico a carotaggio continuo e un sondaggio sismico a rifrazione, realizzati nel 2002 nella campagna di studi promossa dalla Provincia della Spezia. La prospezione sismica è stata eseguita sul corpo della frana più occidentale, mentre il carotaggio nella parte alta di quella centrale.

6.4.1 LA PROSPEZIONE SISMICA A RIFRAZIONE SS11

Le indagini sismiche in quest'area distinguono lungo lo stendimento tre sismostrati:

- il primo, più superficiale, con spessore tra 1 e 3 m ha una velocità delle onde P compresa tra 290 e 510 m/s e delle onde SH tra 170 e 200 m/s; esso corrisponde alla parte più superficiale e rimaneggiata di una copertura di frana.
- il secondo, intermedio, con spessore intorno ai 10 m ha una velocità delle onde P compresa tra 540 e 660 m/s e delle onde SH tra 375 e 490 m/s; esso corrisponde ad un accumulo di frana, privo di coesione e assai permeabile.
- il terzo, inferiore, con spessore non determinabile ha una velocità delle onde P compresa tra 2000 e 1800 m/s e delle onde SH tra 665 e 930 m/s; esso corrisponde ad un substrato costituito da un ammasso roccioso molto fratturato.

6.4.2 IL SONDAGGIO MECCANICO

Il sondaggio SS2 è stato perforato a carotaggio continuo e ha raggiunto una

profondità di 50 m; dall'esame delle carote si deduce la presenza di un corpo di frana nei primi 19 m; essa è separata dal substrato, costituito da un'alternanza di argilliti ed arenarie molto fratturate, da una breccia decimetrica con clasti arenacei in matrice argillosa, ascrivibile ad una superficie di taglio.

6.4.3 L'ASSETTO GEOLOGICO DEL VERSANTE

Intagliato nelle Arenarie di Monte Gottero, il versante è caratterizzato dalla presenza di tre frane di ridotte dimensioni (lunghezza compresa tra 110 e 90 m, larghezza tra 60 e 30 m). La loro attività recente e attuale è testimoniata dalle lesioni presenti sia sul manto stradale e sulle strutture dei cimiteri per la retrogressione delle stesse. Come si deduce dalla Fig. 20, la frana più occidentale, di ridotte dimensioni, ha uno spessore di circa 10 m, mentre quella centrale di circa 20 m. A quella più orientale, di dimensioni maggiori, pur non essendo stata effettuata alcuna indagine geognostica, si può tuttavia dedurre che abbia uno spessore >20 m. La tipologia delle tre frane potrebbe essere ricondotta ad uno scorrimento rotazionale.

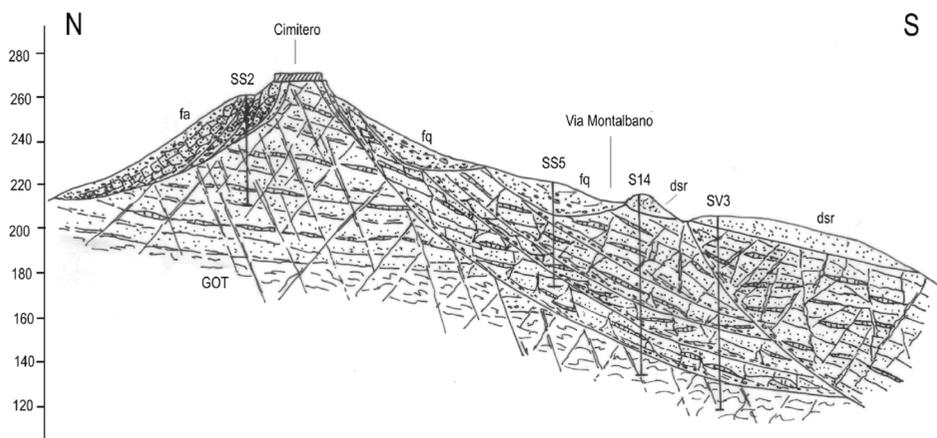


Fig. 20 – Sezione 3 (vedi traccia in Fig.8)

IL VERSANTE MERIDIONALE

Le indagini geognostiche effettuate su questo versante si riducono a tre sondaggi meccanici, realizzati sia da ANAS sia dalla Provincia della Spezia e posizionati, uno nel corpo frana a monte di Via Montalbano e gli altri due sul pianoro ai piedi della stessa frana.

6.4.4 I SONDAGGI MECCANICI

Dalla stratigrafia reinterpretata dei sondaggi ANAS (SV3 e S14) e dalla lettura delle carote del sondaggio SS5 si osserva che i primi 16 m comprendono arenarie decementate, ridotte a sabbie con clasti arenacei; questo intervallo è limitato alla base da un livello di arenarie molto brecciate. Inferiormente è presente un'alternanza di argilliti e di arenarie, con livelli brecciati ed argillificati. I sondaggi SV3 e S14, assai vicini tra loro, contengono nei primi 12-13 m un livello detritico-colluviale. Inferiormente affiora il substrato comprendente le stesse litologie percorse da un gran numero di fratturazioni, già incontrate nel sondaggio SS5.

6.4.5. L'ASSETTO GEOLOGICO DEL VERSANTE

Le coperture comprendono 2 corpi di frana ed estesi depositi detritico-colluviali appartenenti a superfici relitte. Esse poggiano sulla formazione delle Arenarie di Monte Gottero, molto scompagnate a causa del loro coinvolgimento in movimenti riconducibili a D.G.P.V. e delimitate da superfici di scorrimento che sono caratterizzate dalla presenza di argille plastiche o da una breccia spesso immersa in una matrice argilloso-argillitica. Dalla rilettura dei sondaggi pre 2002 e dalla lettura diretta di quelli post 2002 sono stati individuati almeno 5 di livelli di scollamento, come si può osservare nella Fig. 20, dove nel sondaggio più profondo (SV3) sono compresi tra 40 e 75 m. Lo spessore delle coperture detritico-colluviali è di circa 10 m, mentre quello delle 2 frane non supera i 20 m. La loro attività può essere definita complessivamente quiescente, mentre nella parte superiore si mantiene attiva, come testimoniano le gravi lesioni in corrispondenza del lato sud del cimitero. Anche la frana adiacente ha gli stessi caratteri di attività. Entrambe possono essere classificate come scorrimenti rotazionali.

7. LE MISURE INCLINOMETRICHE

Sono state elaborate le misure inclinometriche relative ai sondaggi perforati dall'ANAS, per un periodo di 2 anni (dal dicembre 2000 fino al dicembre 2002). In tale periodo le misure inclinometriche eseguite corrispondono a 32 letture con intervallo medio di 23 giorni. Successivamente (dal 2002 ad oggi), sono state effettuate a cura del Dipartimento di Scienze della Terra, su incarico della Provincia e della Prefettura della Spezia, misure inclinometriche, sia sulle strumentazioni installate per conto dell'Anas, sia su tubi inclinometrici installati successivamente dagli altri due Enti. Di seguito si riporta una descrizione sintetica delle misure inclinometriche significative.

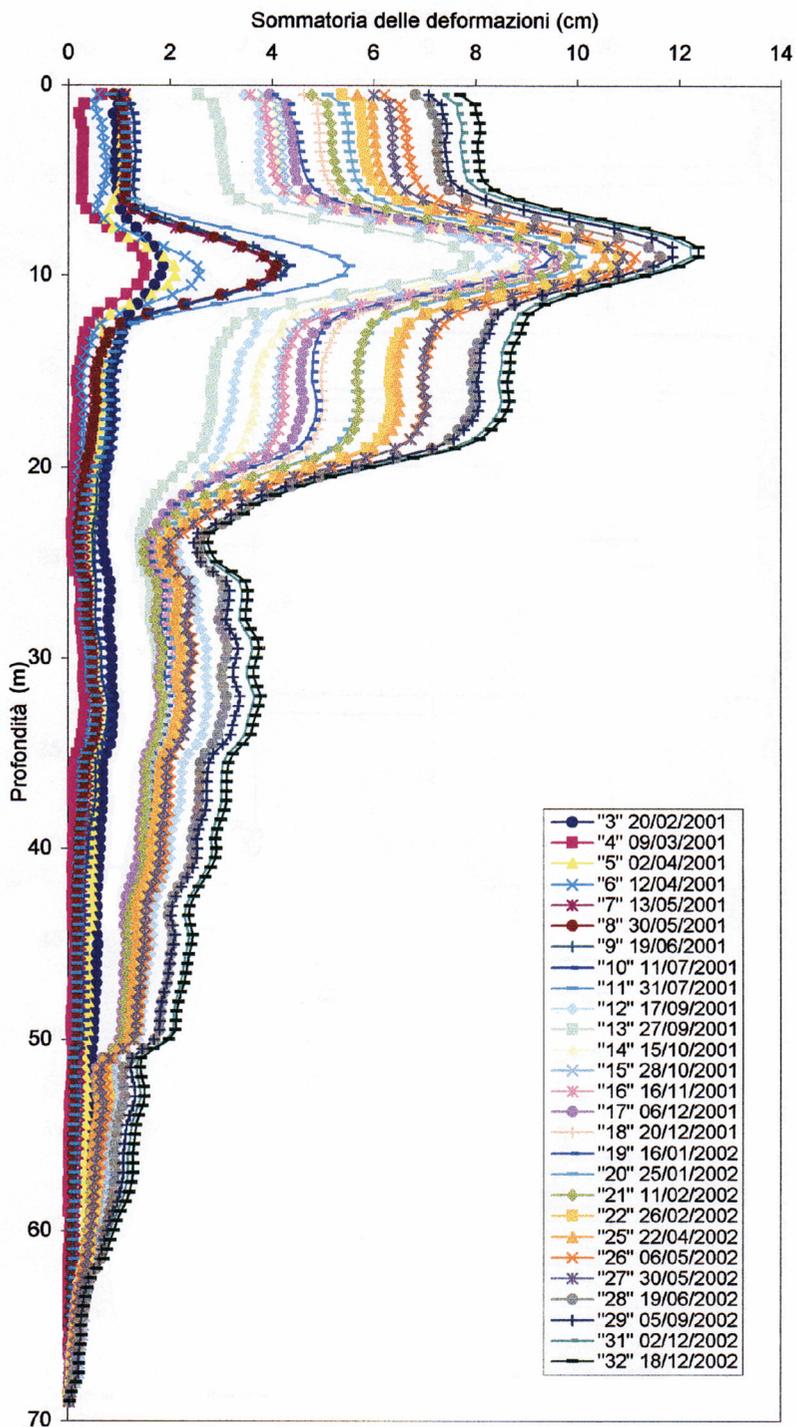


Fig. 21 - Sommatória delle deformazioni per l'inclinometro Sp1

7.1 *Le misure inclinometriche negli anni 2000-2002 nei sondaggi ANAS*

Nell'S15 (Fig. 8) sono stati rilevati livelli in progressiva deformazione con direzione di deformazione prossima a quella di massima pendenza del pendio: a 6 e 7 m di profondità con deformazioni rispettivamente di oltre 0,99 e 1,20 mm, altri a 24,5, 27,5, 30,5 e 33,5 m con deformazioni rispettivamente di 0,7, 0,65, 0,81 e 0,52 mm;

- nell'S18 (Fig. 5) sono stati rilevati più livelli in deformazione progressiva, con direzione di deformazione prossima a quella di massima pendenza del pendio: si trovano alle profondità di 6, 14,5 e 17,5 m con deformazioni rispettivamente di circa 0,89, 0,72 e 0,53 mm;
- nell'S3 (Fig. 5) sono stati rilevati più livelli in deformazione progressiva, con direzione di deformazione prossima a quella di massima pendenza del pendio: si trovano alle profondità di 14, 17,5 e 30 m con deformazioni rispettivamente di circa 1,9, 3,59 e 1,5 mm; nella fascia da 21 a 26,5 m con valori di deformazione comprese tra 2,2 e 2,4 mm; alla profondità di 60, 62,5, 64,5, 67,5 e 72,5 m con deformazioni rispettivamente di circa 3,0, 4,06, 3,81, 2,84 e 3,24 mm; sono ipotizzabili inoltre deformazioni, di più basso livello, a 78 e 86 m con deformazioni rispettivamente di circa 1,1 e 1,58 mm;
- nell'Sp1 (Fig. 5) sono stati rilevati più livelli in deformazione progressiva (Fig. 21), con direzione di deformazione prossima a quella di massima pendenza del pendio: si trovano alla profondità di 7, 11, 19,5, 20,5, 25,5 e 50,5 m con deformazioni rispettivamente di 2,29, 2,42, 1,83, 1,55, 0,82 e 0,87 mm.

La prosecuzione delle letture inclinometriche

Le letture inclinometriche sono proseguite anche dal 2002 sui sondaggi ANAS e su quelli fatti perforare successivamente (SS1, SS2, SS3, SS4, SS5, SS6, Pr1, Pr2 e Pr3 – vedi Figg. 1 e 5).

Sondaggi ANAS (S15, S17, S18, S3, Sp1 – vedi Figg. 1 e 5)

- nell'S15 alla profondità di 8 m è presente una deformazione di circa 1,1 mm; è ipotizzabile anche una deformazione, di basso livello, ossia vicino al livello medio di possibile somma di errori, a 19 m;
- nell'S17 alle profondità di 1 e 18 m sono presenti deformazioni che hanno raggiunto rispettivamente circa 8 e 6 mm; mentre tra 4 e 7 m e a 10 m sono presenti zone di progressiva deformazione;
- nell'S18 sono rilevabili livelli di deformazione: a 1 m 1,25 cm, a 5 m 0,58 cm, a 10 m 0,43 cm a 11 m 0,42 cm; è ipotizzabile anche una deformazione, di basso livello, ossia vicino al livello medio di possibile somma di errori, a 24-25 m;
- nell'Sf4 alla profondità di 3 metri è presente un livello di deformazione che ha raggiunto i 3,07 cm; è ipotizzabile anche una deformazione, di

- basso livello, ossia di 2,4 mm, a 37 m;
- nell'S3 alle profondità comprese tra 18 e 21 m sono presenti deformazioni di 7,6, 3,8, 3,7 e 4,5 mm; tra 41 e 45 m sono presenti deformazioni di 21,1, 22, 6,7, 29,7, 9,0 mm; alla profondità di 61 m è presente una deformazione di 4,8 mm, a quella di 72 m una deformazione di 4,1 mm;
 - nell'Sp1 è presente una zona di deformazione compresa tra le profondità di 6 e 21 m con valori massimi a 7 m (2,3 mm) e a 19 m (2,9 mm) e una deformazione a 23 m di 1,9 mm; sono ipotizzabili inoltre deformazioni, di più basso livello, a 31 e 51 m entrambi di, 0,6 mm.

Sondaggi successivi (SS1, SS2, SS4, SS5, SS6, Pr1, Pr2, Pr3 vedi Figg. 1 e 5)

- nell'SS1 è presente un livello principale di deformazione a 21 che ha raggiunto 1,11 cm, poi a 1 metro è presente un livello probabilmente relativo ad una frana superficiale che ha raggiunto circa 4,6 mm di deformazione; nella zona intermedia sono presenti più livelli di deformazione, probabilmente interni al corpo frana principale, a 8, 13, 17 e 19 m cui competono rispettivamente deformazioni di 3,9, 3,1, 2,2 e 3,2 mm; sono ipotizzabili inoltre deformazioni, di più basso livello, a 37 e 43 m rispettivamente di, 1,3 e 1,8 mm.
- nell'SS2 sono presenti più deformazioni: alla profondità di 1, 2, 3 e 4 m con spostamento rispettivamente di 9,3, 6,6, 3,9 e 2,3 mm; è ipotizzabile anche una deformazione, di basso livello, ossia di 0,9 mm, a 20 m;
- nell'SS3, nel corso delle rilevazioni effettuate nel periodo marzo 2003 maggio 2004, sono stati individuati più livelli di possibile deformazione, ossia a 2, 5, 26, 32, 39 e 44 m di profondità con spostamento rispettivamente di 1,76, 0,65, 0,34, 0,13, 0,65 e 0,27 mm. Nel giugno 2004 in tale sondaggio è stata inserita una colonna deformometrica composta da dieci inclinometri fissi che è stata connessa al sistema di monitoraggio in continuo della stazione n° 5;
- nell'SS4, nel corso delle rilevazioni effettuate nel periodo dicembre 2002 maggio 2004, sono stati individuati più livelli di possibile deformazione, ossia a 1, 8, 12, 16, 26, 32, 39 e 46 m di profondità con spostamento rispettivamente di 0,91, 0,97, 0,54, 1,42, 0,19, 0,17 e 0,50 mm. Nel giugno 2004 in tale sondaggio è stata inserita una colonna deformometrica composta da dieci inclinometri fissi che è stata connessa al sistema di monitoraggio in continuo della stazione n° 4;
- nell'SS5 sono presenti due livelli principali di deformazione a 27 e 32 m di profondità con spostamento rispettivamente di 1,8 e 2,5 mm; sono ipotizzabili ancora altre deformazioni, di più basso livello, a 38, 41, 43 e 45 m con spostamento rispettivamente di 1,1, 0,7, 1,1 e 0,9 mm; ;
- nell'SS6 sono presenti deformazioni a 4, 5 e 8 m di profondità con spostamento rispettivamente di 15,95, 2,77 e 1,47 mm; sono ipotizzabili ancora

- altre deformazioni, di più basso livello, a 20 e 38 m (1,06 e 1,1 mm).
- nell'Pr1 sono presenti deformazioni a 1, 7, 8, 10, 15 e 20 m di profondità con spostamento rispettivamente di 3,9, 2,0, 1,8, 1,2, 1,0 e 2,4 mm; sono ipotizzabili ancora altre deformazioni, di più basso livello, a 25, 37 e 39 m (0,7, 1,0 e 1,4 mm).
 - nell'Pr2 sono presenti deformazioni a 1, 2 e 3 m di profondità con spostamento rispettivamente di 5,9, 3,8 e 2,2 mm; sono ipotizzabili ancora altre deformazioni, di più basso livello, a 7, 9, 22 e 28 m (1,0, 0,9, 1,2 e 1,1 mm).
 - nell'Pr3 sono presenti deformazioni a 5, 9, 13, 15, 16, 25, 27, 30 e 31 m di profondità con spostamento rispettivamente di 3,3, 4,5, 2,2, 2,0, 2,3, 1,7, 2,0, 2,5 e 2,3 mm; è ipotizzabile ancora un'altra deformazione, di più basso livello, a 39 m (1,2 mm).

7.2 Relazioni tra scavo dei pozzi di grande diametro e dati inclinometrici.

Durante le operazioni di scavo dei pozzi di grande diametro (P1, P2, P3 e P4 in Fig. 7), realizzati allo scopo di stabilizzare il versante a valle dell'abitato di Strà, sono stati evidenziati dagli inclinometri (e dai sensori del sistema di monitoraggio), più prossimi all'area d'intervento, deformazioni del versante già nelle prime fasi di scavo.

Questa evidente fragilità del versante, già pesantemente sollecitato durante i precedenti interventi, ha consigliato di modificare le fasi di scavo dei pozzi, ossia sono stati scavati prima i pozzi 1 e 3, e una volta ultimato lo scavo, si è proceduto all'armatura e al getto e quindi al completamento dei pozzi stessi; solo successivamente si è proceduto allo scavo dei pozzi 2 e 4 e al loro completamento. Durante tutte le fasi le misure inclinometriche, unitamente ai dati dei sensori del sistema di monitoraggio hanno permesso di tenere sotto controllo l'andamento delle deformazione del versante e dei principali manufatti e quindi di evitare che si verificassero accelerazioni e/o deformazioni tali da generare danni alle strutture presenti. I tubi inclinometrici utilizzati sono stati S17, S18, Pr1 e Pr3, perchè più prossimi all'area di intervento; sui grafici relativi a tali inclinometri si è potuto osservare sia l'insorgere e il progressivo aumento delle deformazioni, sia il successivo approfondimento dei livelli di deformazione, parallelamente alle fasi di scavo dei pozzi più vicini ai tubi stessi.

Unitamente a tali inclinometri le misure si sono estese anche ai tubi Pr2, Sf4, Sp1, SS1, SS6 e S3, nelle vicinanze dell'area di intervento: sui grafici relativi a tali inclinometri si è potuto osservare il progressivo estendersi delle deformazioni e il successivo rallentamento delle deformazioni, successivo una volta completate le opere di stabilizzazione del versante. Rimangono piccoli locali spostamenti legati a frane superficiali e ai loro rapporti con la piovosità stagionale.

7.3 Monitoraggio radar

Sul versante opposto a quello compreso fra il bivio della Val Durasca e il vecchio borgo di San Rocco, è stato messo in opera anche un monitoraggio con sistema GBInSAR, effettuato dalla Società LISALab per il controllo della stabilità del versante stesso, nel corso dei lavori di consolidamento. Fino alla metà del mese di settembre 2005, non è stato riscontrato alcun movimento. Successivamente, sono state registrate delle deformazioni in un'area corrispondente all'abitato di Strà. In particolare quelle più significative, sono state registrate nei pressi del bivio della Val Durasca, a circa 50 m dal pozzo 1, corrispondente a un'area compresa nel settore di corona della vasta area in frana. L'entità dei movimenti ha raggiunto il valore medio di circa 8 mm in avvicinamento, con punte massime di ca. 14 mm; tali deformazioni, seppure riferibili a movimenti reali di oggetti osservati, sono difficilmente interpretabili come movimenti di massa di intere parti del versante, in quanto non trovano conferma, anzi spesso sono in disaccordo con rilievi strumentali a terra, sia di superficie (fessurimetri), sia di sottosuolo (inclinometri).

Pertanto, verosimilmente, sono da attribuire a locali assestamenti del terreno, a seguito delle variazioni dello stato fisico dello stesso, in relazione alla diversa saturazione e imbibizione di acque meteoriche, non escludendo anche locali e progressivi deterioramenti e/o assestamenti delle strutture murarie già lesionate da anni.

8. RELAZIONI TRA DISSESTI E SCAVO DELLA GALLERIA

Una ripresa generalizzata dei movimenti gravitativi nel territorio di Marinasco-Strà, già interessato da frane in stato di quiescenza, è iniziata nel 1991 a seguito dello scavo della galleria finestra, quando i loro effetti si sono evidenziati con lesioni sulle strutture murarie e sui fabbricati. Successivamente nella primavera dell'anno 2001 si è aperta una frattura di tensione nel terreno, causando la dichiarazione di inagibilità di una casa in prossimità della sommità del versante che corre sopra Strà. Tale frattura è dovuta all'intersezione di una superficie di taglio con il terreno, verosimilmente riattivatasi quando in profondità è stata intercettata e solcata per un lungo tratto dallo scavo della galleria. Gli stessi effetti si sono riprodotti con le stesse modalità nel gennaio 2002 nell'abitato di Strà, con l'avvicinarsi del fronte di scavo della galleria, causando nuove lesioni sui fabbricati. Le deformazioni sono poi cessate con l'allontanamento del fronte di scavo. Nel periodo febbraio-marzo 2002 sono state rilevate nuove lesioni sulle pavimentazioni esterne e su alcune opere in muratura attorno alle abitazioni situate in prossimità del bivio per la Val Durasca ad ovest di Strà, sempre in occasione degli scavi attraverso la sella di Marinasco dove

la copertura in calotta ha il minimo spessore.

Per una migliore conoscenza dell'esatta successione cronologica degli eventi d'instabilità e per una più approfondita comprensione delle cause dei fenomeni di dissesto che si sono verificati sul versante Marinasco-Strà, è stato costruito il diagramma dell'andamento delle deformazioni rilevate ai fessurimetri rispetto alla distanza del fronte di avanzamento della galleria. In particolare sono stati messi sotto osservazione:

- Versante tra il bivio della val Durasca e l'abitato di San Rocco
- Versante nord e sud del cimitero di Marinasco

Versante tra il bivio della Val Durasca e l'abitato di San Rocco

I fessurimetri posti all'inizio della Val Durasca su alcuni edifici e messi in relazione temporale con il fronte di scavo della galleria in avanzamento e in allontanamento (Fig. 22), hanno chiaramente indicato che i movimenti sono iniziati quando il fronte distava circa 50 m (inizio ottobre 2001) e sono cessati del tutto entro le prime due settimane di marzo del 2002, quando il fronte della galleria, dopo aver superato la Val Durasca, si trovava a circa 70 m di distanza.

Esaminando la situazione del versante dove si trova l'inclinometro S3, al fine di stabilire una relazione tra scavo e superfici di taglio a varie profondità, sono stati presi in considerazione i movimenti rilevati a -17,5, -23, -26, -63, -72 e -86 m dalla testa del tubo all'inizio di marzo 2001 quando il fronte di avanzamento distava ancora circa 90 – 100 metri dalla zona nella quale è ubicato l'inclinometro (Fig. 23).

Si ricorda che nello stesso periodo compaiono le prime crepacciature sul terreno in corrispondenza del crinale che rapidamente raggiungono l'ampiezza di 3-4 centimetri, mentre le minute lesioni già presenti su di un fabbricato oggetto di studio si estendono e si allargano sino a divenire preoccupanti.

Le deformazioni dei livelli situati alle profondità di -23 e di -26 m hanno cominciato a muoversi ai primi di marzo e hanno continuato ad evolvere nei mesi di aprile e maggio raggiungendo l'ampiezza massima di circa 1 cm nel livello situato a -26 m di profondità e di 0,4 cm a -23; nello stesso periodo le fratture di tensione sul crinale si sono allargate di alcuni centimetri e si sono estese longitudinalmente; conseguentemente il grave stato di dissesto rilevato il giorno 15 maggio nel fabbricato sotto esame, con aperture delle lesioni sulle strutture portanti dell'ordine del centimetro, ne ha determinato l'inagibilità.

Dalla fine di maggio i livelli situati alla profondità di -23 e -26 m sono rimasti sostanzialmente stabili per alcuni mesi, mentre le lesioni in superficie, come la grande fenditura sul crinale, e sulle abitazioni hanno continuato ad aprirsi ed estendersi vistosamente anche durante i mesi estivi.

Quando la galleria raggiunge l'area prossima all'inclinometro nei primi

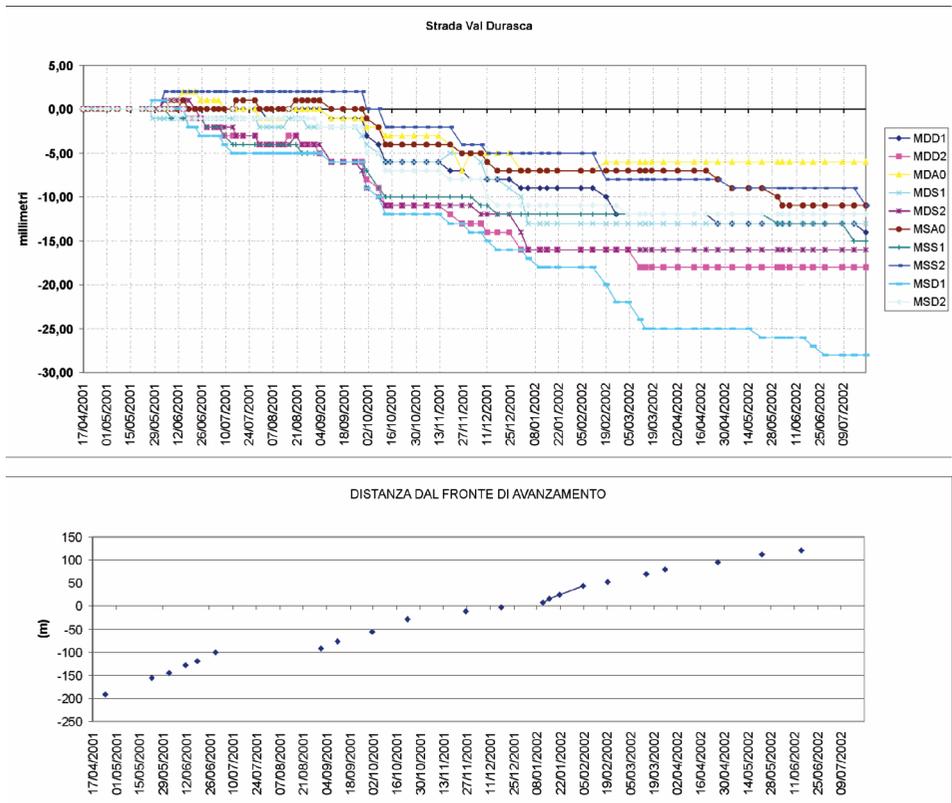


Fig. 22 - Variazioni temporali delle deformazioni ai fessurimetri ubicati all'inizio della Val Durasca in funzione della distanza del fronte di avanzamento della galleria.

giorni di giugno si osserva che i movimenti lungo le superfici di taglio in prossimità della quota di scavo della galleria (-63 e -72 m) hanno un brusco incremento (rispettivamente, 1,6 cm e 1,2 cm); un ulteriore movimento si evidenzia anche a -86 m, in prossimità della base della galleria. Una situazione di apparente equilibrio, per ciò che concerne queste superfici più profonde, si osserva solo intorno alla metà di settembre 2001 quando il fronte di scavo della galleria si è allontanato di circa 60-70 metri.

Tra novembre e dicembre 2001 si evidenzia una ripresa dei movimenti nei livelli più superficiali (-23 e -17,5 m), da attribuire, in mancanza di eventi esterni ed in un periodo di scarse precipitazioni, alla propagazione verso l'alto delle deformazioni avvenute attorno allo scavo; dal mese di dicembre in poi anche questi movimenti tornano a stabilizzarsi. I primi movimenti superficiali registrati dall'inclinometro nel marzo 2001 potrebbero essere correlabili più o meno direttamente anche con l'azione delle piogge, che hanno rimobilizzato i corpi di frana; si ricorda infatti che le

precipitazioni sono state particolarmente intense nell'autunno ed in parte dell'inverno 2000–2001. Le deformazioni del tubo sino alla profondità di 26 metri potrebbero allora significare una ripresa dei movimenti di una frana quiescente relativamente superficiale che già in tempi precedenti aveva dato deboli segnali di attività.

La profonda lesione del terreno in corrispondenza del crinale, con andamento rettilineo e della lunghezza iniziale di varie decine di metri, con sensibile apertura dei bordi ed abbassamento verticale di alcuni centimetri del labbro di valle, pur essendosi manifestata contemporaneamente alle deformazioni registrate dall'inclinometro a -23 e -26 m di profondità, ha subito una diversa evoluzione rispetto a queste ultime e non può quindi avere lo stesso significato genetico.

Mentre le deformazioni segnalate dall'inclinometro sino alla profondità di -26 m possono essere state originate dall'azione delle piogge, come sembra documentare la loro stabilizzazione alla fine di maggio, oltre quella data e nei successivi mesi estivi, caratterizzati da scarse o assenti precipitazioni, le lesioni sul crinale si sono allargate, ramificate ed allungate per circa 250 metri verso Est; esse sono quindi da riferire ai movimenti profondi del versante che hanno avuto origine quando lo scavo della galleria era ancora lontano e sono proseguiti con la propagazione del detensionamento dell'ammasso roccioso verso la superficie come segnalato anche dalla ripresa dei movimento nel livel-

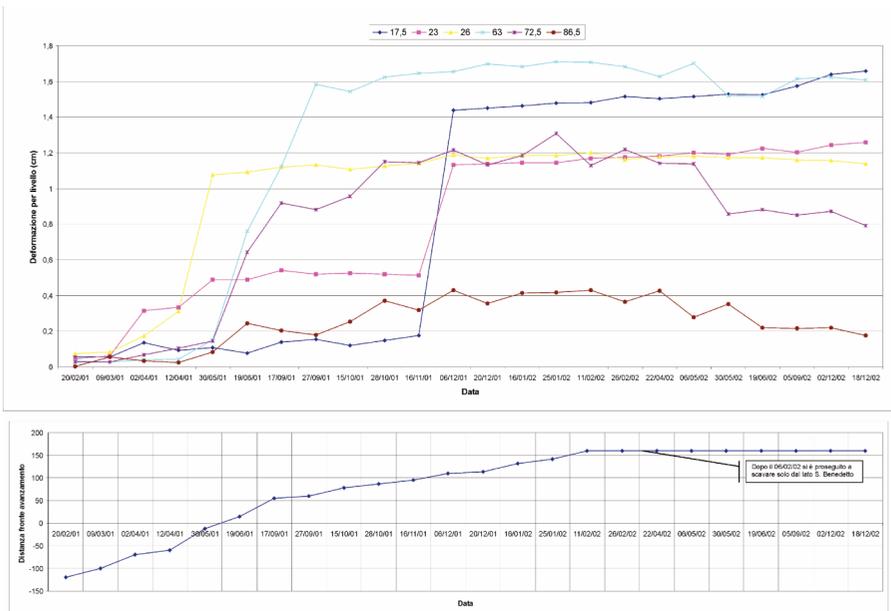


Fig. 23 - Variazioni temporali delle deformazioni all'inclinometro S3 in funzione della distanza del fronte di avanzamento della galleria

lo situato alla profondità di -17,5 m in un periodo di scarse precipitazioni.

A ulteriore riprova della stretta connessione tra scavo e movimenti superficiali di versante, anche il grafico della Fig. 24 mette in evidenza che gli spostamenti, in certi casi anche di quasi 2,5 cm, registrati dai fessurimetri a monte dell'antico borgo di S. Rocco, hanno iniziato a manifestarsi quando il fronte della galleria si trovava a poco più di 50 m e sono continuati nel tempo fino a quando lo scavo non si è trovato, una volta superate le stazioni di misura, a circa 200 m di distanza.

In conseguenza degli scavi iniziati nel 1991, che causarono riprese di movimento sul pendio, evidenziate da lesioni e fratture sui manufatti e sul terreno, fu deciso di sospendere i lavori in galleria e di rivedere interamente il progetto.

Il nuovo progetto prevedeva lo scavo della galleria nella parte più alta del pendio nell'intento di evitare le molteplici superfici di taglio individuate dalla strumentazione di controllo (in clinometri).

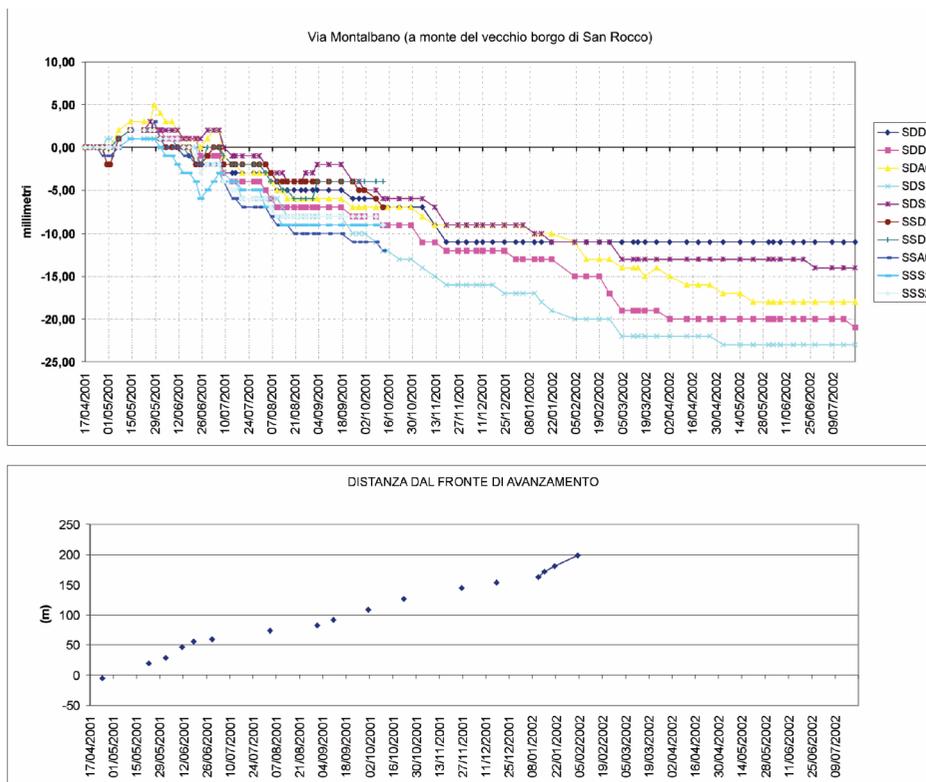


Fig. 24 - Variazioni temporali delle deformazioni ai fessurimetri ubicati a monte del vecchio borgo di Stra in funzione del fronte di avanzamento della galleria

Versante nord e sud del cimitero di Marinasco

I dissesti del terreno e le profonde e diffuse lesioni delle strutture di recente costruzione nell'area del Cimitero di Marinasco, nella strada che conduce al Cimitero di Marinasco, nella Pieve di Santo Stefano, nel Monastero, nelle strutture murarie circostanti ad esso e nella Canonica, esprimono uno stato di collasso della roccia esteso a tutto il crinale ed in parte alle coperture; il dissesto è da riferire ad un insieme di nuovi movimenti originatisi lungo superfici di taglio rotazionali sui due lati della collina, che in parte insistono su linee di rottura preesistenti (faglie e superfici di strato), ed ai cedimenti dei terreni in superficie dovuti all'abbassamento dei livelli di falda indotto dal drenaggio della galleria.

La galleria sottopassa il Cimitero e la Pieve ad una profondità di circa 90 - 100 m attraversando un complesso litologico eterogeneo, formato da argilliti scompagnate e fissili e da arenarie minutamente fratturate; quindi la scarsa consistenza dell'ammasso è confrontabile con quella di un terreno pressoché incoerente con acqua percolante nel suo interno con modesta pressione.

Il monitoraggio di superficie conferma quanto sopra: nell'area del Cimitero, del Convento e della Pieve i rilievi sull'apertura delle fessure hanno mostrato variazioni significative nel periodo marzo-aprile 2001, ed anche le letture planoaltimetriche rilevano spostamenti sensibili che raggiungono i 35 mm.

Le livellazioni di precisione eseguite sulla strada che porta alla Pieve alla base del muro di cinta del vecchio Cimitero, in corrispondenza della progressiva 1915 del tracciato della galleria, provano che gli abbassamenti del terreno sono in stretta relazione con lo scavo della galleria; la Fig. 25 mostra che gli spostamenti sono iniziati nella seconda metà del mese di maggio 2001 in contemporanea con il passaggio dello scavo sulla verticale del luogo e sono continuati sino al gennaio-febbraio 2002, raggiungendo un massimo di 25 mm, per poi stabilizzarsi.

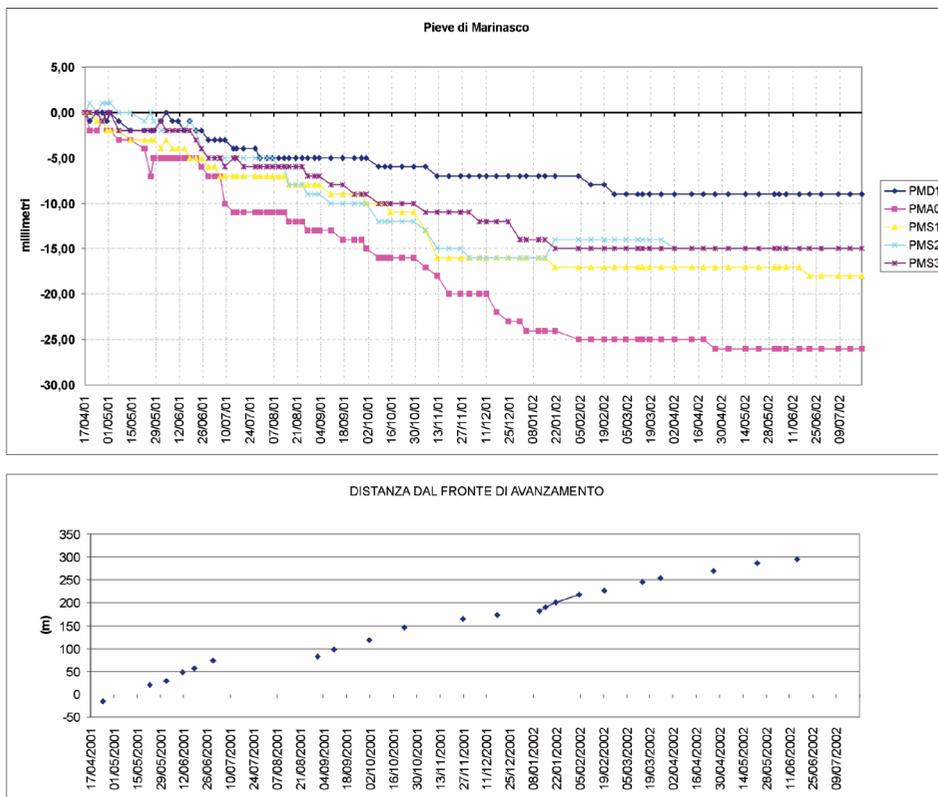


Fig. 25 - Variazioni temporali delle deformazioni ai fessurimetri ubicati sulla strada che porta alla Pieve in relazione all'avanzamento della galleria

Lo scavo nel sottosuolo ha quindi riattivato una frana quiescente, la cui corona si è evidenziata attraverso le lesioni arcuate sull'asfalto della strada.

Anche i dissesti che si sono manifestati sulla stessa strada nelle vicinanze del Cimitero hanno il significato di una riattivazione delle frane quiescenti; con il rapido arretramento della corona le lesioni si sono estese alle strutture cimiteriali di nuova edificazione.

Pur non essendoci inclinometri che documentano la ripresa di movimento delle frane a sud del Cimitero di Marinasco, i danni subiti dalle strutture murarie accertano una retrogressione del coronamento delle frane; anche l'arretramento della frana quiescente a sud della Pieve è documentato, oltre che dalle lesioni alla canonica e alla Pieve, dall'approfondimento della superficie di scorrimento registrata dall'inclinometro S15.

9. LA MODELLAZIONE NUMERICA E LA POSSIBILE EVOLUZIONE DEL PENDIO

9.1 *Modello geologico-tecnico del pendio*

La ricostruzione del modello geologico-tecnico, come descritto nei paragrafi precedenti, è molto articolata e prevede sul versante di Strà: una “frana superficiale”, con una superficie di scorrimento posta a 10-13 m di profondità, il cui materiale comprende sabbie e limi e blocchi di arenaria alterata e spesso arenizzata; la compagine ha scarsa permeabilità ed è sede nei periodi piovosi di una modesta falda idrica con un'altezza piezometrica di circa 3-4 m; una “frana intermedia”, con superficie di scorrimento posta a 25-30 m, comprendente Arenarie del Gottero fratturate e brecciate con abbondante matrice argilloso-argillitica, generalmente impermeabile; non sono da escludersi orizzonti completamente arenacei molto fratturati con circolazione di acque in pressione; una “frana profonda”, il cui livello di base non è stato raggiunto dalle prove geognostiche, ma ipotizzato intorno ai 100 m, costituita dallo stesso materiale della frana intermedia, meno cataclasato, come testimoniano le maggiori velocità di propagazione delle onde V_s (800-900 m/s contro 500-700 m/s).

I materiali costituenti il pendio sono stati caratterizzati utilizzando criteri di rottura differenti, ovvero il Mohr-Coulomb e l'Hoek & Brown. Il criterio di Mohr-Coulomb è il modello convenzionalmente usato per rappresentare la rottura al taglio in terreni ed in rocce, ed è stato utilizzato per caratterizzare le coperture superficiali ed intermedie, con caratteristiche desunte da indagini geognostiche.

La frana profonda ed il substrato roccioso, relativo alla formazione delle Arenarie di Monte Gottero, sono stati invece caratterizzati attraverso l'utilizzo del criterio di Hoek & Brown e classificati con il Geological Strength Index, così come indicato per gli ammassi rocciosi fratturati, dal momento che si basa sulla struttura dell'ammasso stesso e sulle condizioni delle discontinuità. Dai parametri di Hoek & Brown sono stati ricavati i parametri c' e ϕ' .

In tabella 3 sono elencati i parametri utilizzati per la modellazione. È da considerare che lo spessore del terreno è interessato da una modesta circolazione, di tipo freatico, sino alla profondità variabile tra 10 e 15 m, e che la circolazione delle acque freatiche non interessa per altro l'intero spessore di questo primo livello, ma è limitata a quegli intervalli dove sono più frequenti i frammenti litici, con scarsa matrice. In tutte le verifiche realizzate per questo studio, non essendovi una significativa presenza di flusso, tale parametro quindi non è stato considerato.

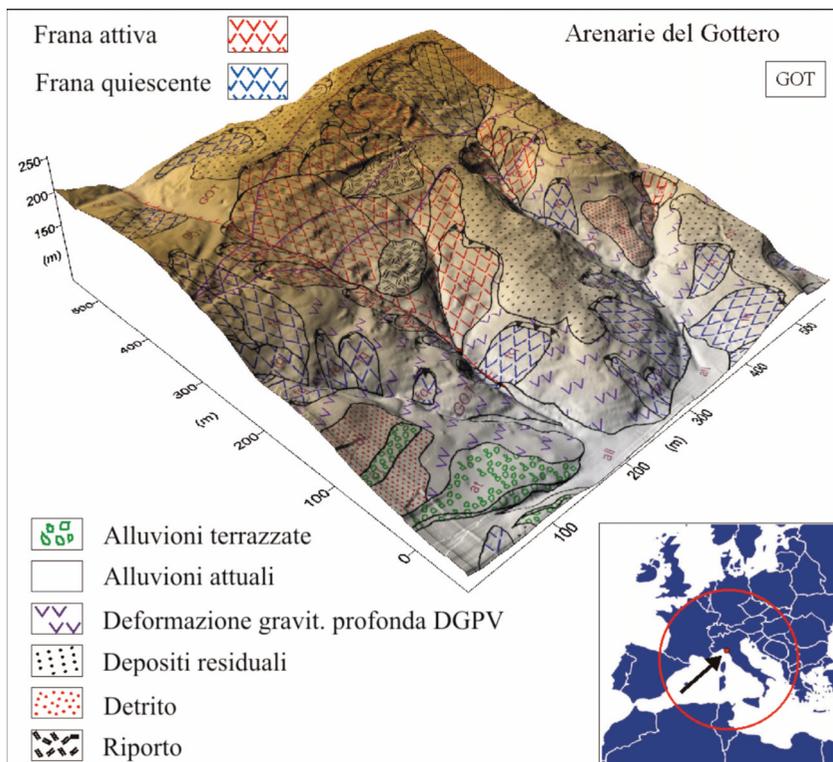


Fig. 26 - Estratto della carta geomorfologica 3D

		Frana p.		Bedrock	
Hoek Brown Classification					
	σ_{ci}	50	MPa	50	MPa
	GSI	15		25	
	mi	10		13	
	D	0		0	
Hoek Brown Criterion					
	mb	0.480403		0.8926	
	s	0.0001		0.0002	
	a	0.561101		0.5313	
Mohr-Coulomb Fit					
	c	0.454017	MPa	0.73215	MPa
	ϕ	29.08	°	34.99	°
Bulk & Shear					
	K	1.64E+02	MPa	4.14E+02	MPa
	G	3.55E+02	MPa	7.61E+02	MPa
		Frana s.		Frana i.	
	γ	kN/m ³	20	kN/m ³	21
	c	Pa	1.00E+03	Pa	2.00E+04
	ϕ	°	25	°	27
	K	Pa	2.17E+07	Pa	4.57E+07
	G	Pa	1.63E+07	Pa	2.74E+07

Tab. 3 - parametri utilizzati per la modellazione

Ricostruzione del modello fisico

La ricostruzione del modello geometrico (Fig. 26) è stata particolarmente complessa in quanto l'eterogeneità dei litotipi e la presenza di differenti superfici di rottura hanno comportato un grande lavoro di omogeneizzazione di tutti i dati raccolti (sia fisici che geometrici). La superficie topografica è stata estrapolata da un rilievo ad hoc che ha permesso, utilizzando il codice Surfer8, di ricostruire in dettaglio l'intera area in frana discretizzandola in maglie di 7 m di lato. A tale superficie sono state aggiunte le 3 superfici di rottura rinvenute attraverso le indagini dirette del sottosuolo. Per la loro ricostruzione ci siamo serviti di numerose sezioni geologiche (Fig. 27) che sono state tra loro correlate.

Particolari problemi ha comportato la ricostruzione delle superfici di rottura delle frane superficiali per le quali si è dovuto dettagliare maggiormente l'andamento geometrico delle sezioni. In Fig. 28 si può osservare in modo più specifico la complessità che si è dovuta affrontare per la ricostruzione del modello tridimensionale, basandoci su sezioni bidimensionali di grande dettaglio.

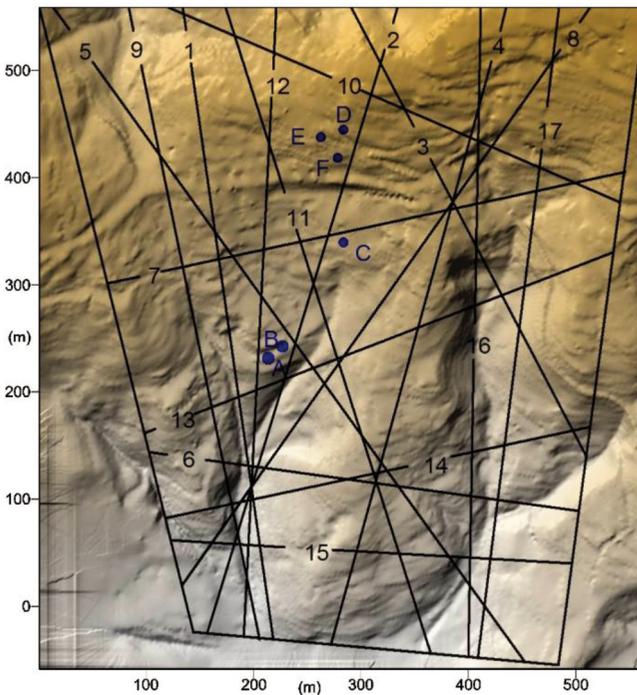


Fig. 27 – Ubicazione delle sezioni utilizzate per costruire il modello fisico

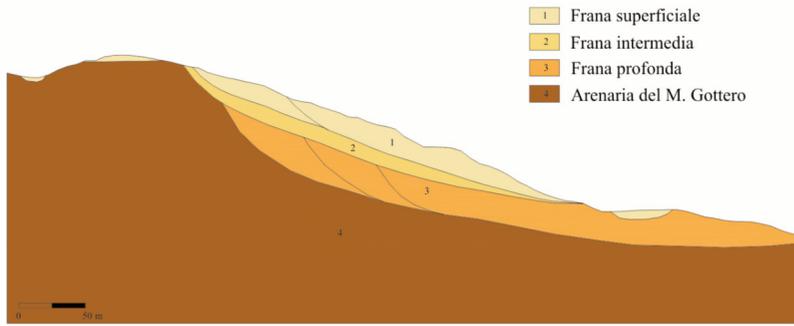


Fig. 28 – Il nuovo modello concettuale

Ottenuta la definizione delle superfici (topografica e di rottura) è stato discretizzato il volume presente tra ognuna di esse con un modellatore numerico commerciale che ha decomposto il continuo in una serie di tetraedri di dimensioni variabili (Fig. 29); in particolare nel substrato sono

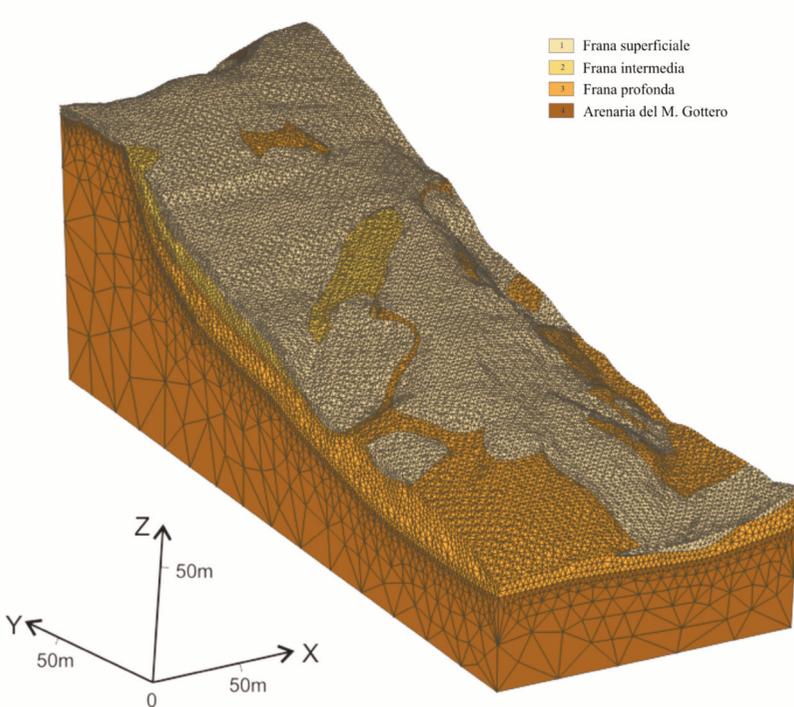


Fig. 29 – Discretizzazione del modello attraverso tetraedri di differenti dimensioni

state utilizzate dimensioni medie del lato del tetraedro comprese tra 3 e 40 m variabili con la profondità (le dimensioni massime si riferiscono alle zone più in profondità nelle quali non c'è movimento e quindi la dimensione del tetraedro è ininfluente nella modellazione); nelle zone comprese tra le superfici di tipo 3 ed 1 le dimensioni sono state ridotte tra 3 e 5 m, mentre tra la superficie topografica e la superficie di rottura di tipo 1 la dimensione non è stata mai superiore ai 3 m. Il modello geometrico è stato ottenuto, infine, da una griglia di 1.398.402 tetraedri.

Analisi numerica

L'analisi numerica è stata effettuata utilizzando il programma

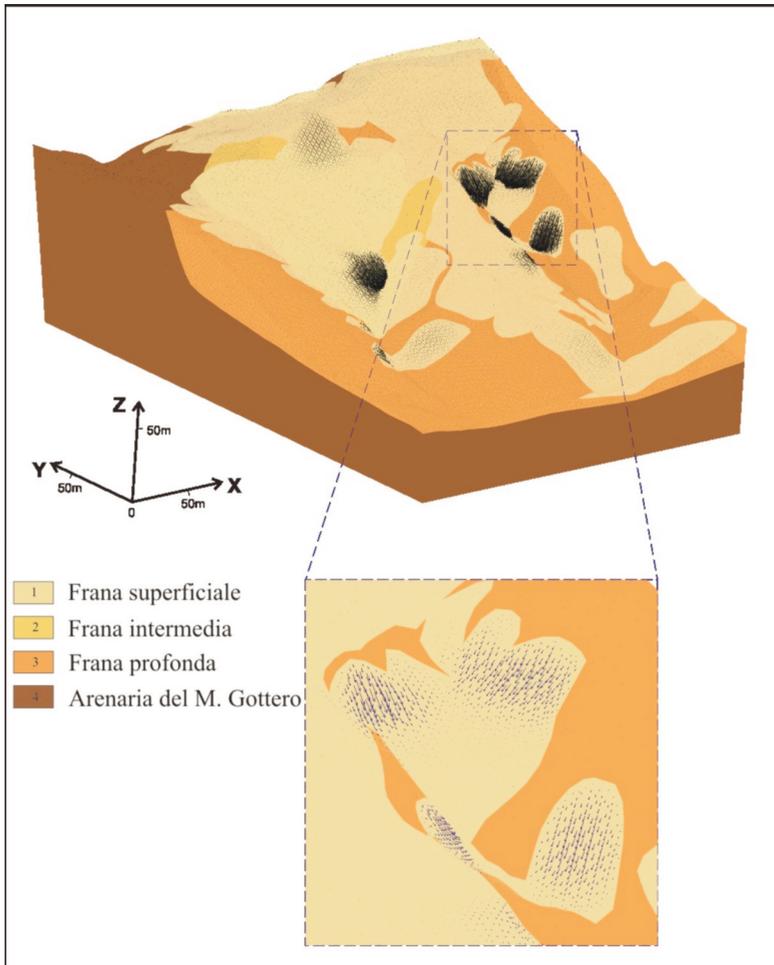


Fig. 30 – Distribuzione areale delle frane durante il primo step di calcolo

FLAC_3D (2000), un codice di calcolo numerico tridimensionale esplicito alle differenze finite che ben simula il comportamento meccanico degli ammassi naturali (Crescenti et al., 2005; Pasculli et al., 2006). I terreni sono rappresentati da elementi poliedrici all'interno di una griglia tridimensionale. La costruzione della griglia consiste nel connettere tra loro poliedri semplici e regolari a diversa dimensione tali da creare un modello geometrico complesso aderente al sistema da analizzare. Ciò nonostante, gli algoritmi intrinseci del codice di calcolo, hanno rilevato una mancanza di flessibilità e di adeguatezza per la complessità delle caratteristiche geometriche della frana. Questi problemi sono stati risolti generando la griglia di discretizzazione, come già detto, con un modellatore esterno e utilizzan-

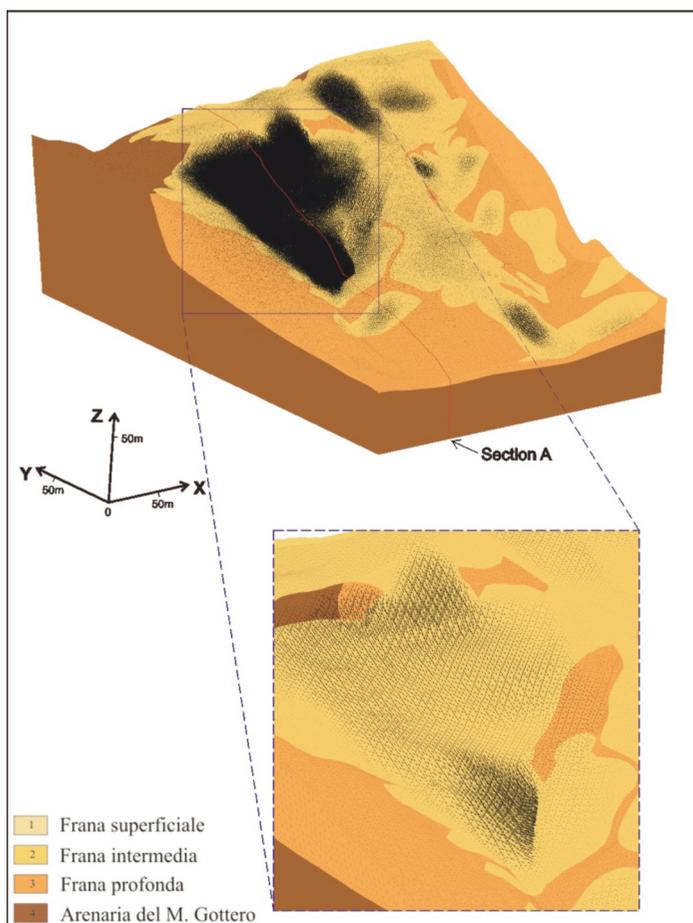


Fig. 31 – Innesco di frane profonde nel secondo tipo di analisi in seguito al decadimento delle proprietà meccaniche.

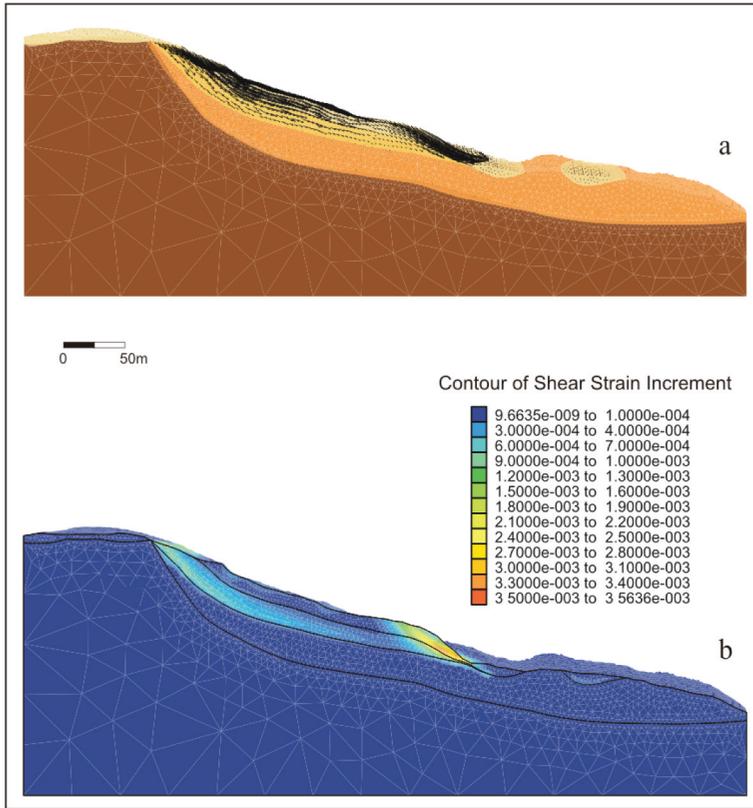


Fig. 32 – Risultati ottenuti nella seconda analisi lungo la sezione A: a) distribuzione degli spostamenti; b) diagrammi dei massimi incrementi di deformazione per taglio

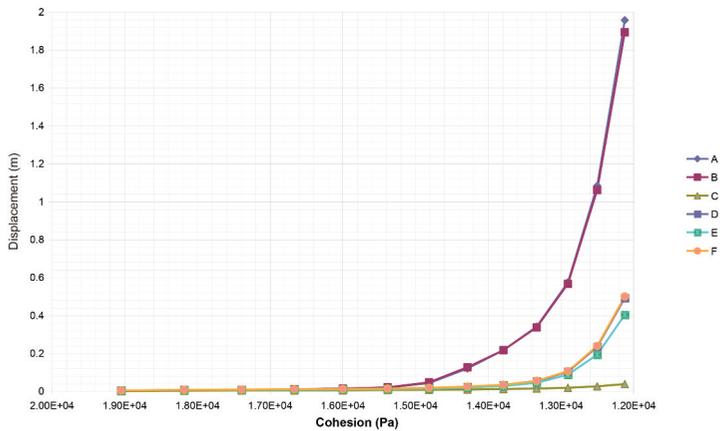


Fig. 33 – Variazione degli spostamenti al diminuire della coesione in alcuni punti monitorati

do appositi algoritmi inediti per poter interfacciare i due codici. La parametrizzazione dei materiali è quella visibile in tabella 1 e già ampiamente discussa nel paragrafo delle caratterizzazioni geomeccaniche. Ai materiali è stato associato il modello costitutivo di Mohr-Coulomb equivalente. Per studiare in modo approfondito l'evoluzione dell'intera area la modellazione numerica è stata articolata in due fasi. In una prima fase sono state studiate le condizioni attuali del versante. Si è osservato che si mobilitano masse superficiali di limitata estensione areale, che interessano il materiale delimitato dalle superfici di rottura di tipo 1. Le zone coinvolte si localizzano in aree che presentano le maggiori acclività del versante (Fig.30).

In questa prima fase di analisi si evidenziano mobilitazioni di massa solo lungo le superfici di tipo 1. Le superfici più profonde non sembrano coinvolte. Al fine di verificare una loro futura evoluzione sono state bloccate le zone già dislocate attribuendo loro le stesse proprietà meccaniche dei terreni tra le superfici di rottura di tipo 1 e 2.

La seconda fase è, quindi, consistita nel rieseguire la modellazione numerica con queste nuove condizioni iniziali. I risultati ottenuti hanno mostrato una generale stabilità dell'intera area studiata. Successivamente è stata eseguita un'analisi riducendo le proprietà meccaniche dei terreni presenti nelle zone sovrastanti le superfici 1 e 2 al fine di verificare la possibilità dell'insorgere di frane in profondità in concomitanza di una alterazione dei materiali e relativo decadimento delle loro caratteristiche meccaniche.

In questo modo si vengono a mobilitare numerose zone; tra queste, la più evidente corrisponde proprio alla porzione di terreno delimitata in basso dalla superficie di rottura di tipo 2 (Fig. 31).

Per comprendere meglio il tipo di mobilitazione avvenuta osserviamo i risultati ottenuti lungo la sezione A (Fig.32).

Dal diagramma dei vettori spostamento (Fig. 32a) possiamo distinguere due movimenti, il primo, più a monte, si localizza in corrispondenza della superficie di scivolamento 2, il secondo si localizza più a valle all'interno dei materiali compresi tra la superficie 2 e quella topografica. Il diagramma dei massimi incrementi di deformazione al taglio (Fig. 32b) mette meglio in evidenza le due superfici di scivolamento che si vengono a generare; si può notare che la seconda superficie (quella più a valle) tende a ricollegarsi in profondità con la superficie principale di tipo 2.

Inoltre, è possibile visualizzare i risultati di queste ultime analisi eseguite, ed ottenute facendo decadere i parametri meccanici, predisponendo un diagramma relativo alla variazione dei moduli di spostamento, per i vari step di calcolo, in funzione della variazione della coesione (c') (Fig. 33). I vari grafici si riferiscono a punti superficiali monitorati rappresentati in Fig. 1.

Si evince, in tutti i punti, un aumento progressivo degli spostamenti fino al raggiungimento della rottura per un valore di coesione di 15.4 kPa relativo ad un fattore di riduzione pari a 1.3.

10. CONCLUSIONI

Nel presente lavoro è stata studiata l'area relativa alle località di Marinasco e Strà, interessate da movimenti franosi di notevoli dimensioni già a partire dagli anni '90. Per approfondire le conoscenze sull'area sono stati condotti studi multidisciplinari di carattere geologico e geomorfologico, di caratterizzazione geologico - tecnica, cinematica e geomeccanica degli ammassi rocciosi ed infine è stata eseguita una modellazione numerica.

La ricostruzione del modello geologico-tecnico è risultata molto articolata soprattutto per quanto riguarda il versante di Strà, dove sono state individuate più superfici di scorrimento di frana: una superficie di rottura posta a 10-13 m di profondità, al di sopra della quale troviamo un materiale composto da sabbie e limi e blocchi di arenaria alterata; una superficie di rottura posta a 25-30 m, il cui materiale sovrastante comprende Arenarie del Gottero fratturate e brecciate con abbondante matrice argilloso-argillitica; una superficie di rottura profonda ricostruita a circa 100 m di profondità, al di sopra della quale troviamo lo stesso materiale sovrastante la superficie intermedia, meno cataclasato.

La modellazione numerica è stata articolata in due fasi, considerando nella prima le reali condizioni di stabilità del pendio pre-galleria: da tale analisi è emerso che alcuni movimenti gravitativi coinvolgono le frane superficiali all'interno delle coperture.

Risultando impossibile in questa fase di calcolo verificare se i materiali più profondi possano essere coinvolti in tali movimenti, si è ritenuto opportuno esaminarne l'evoluzione assegnando alle coperture le caratteristiche dei materiali più profondi, riferibili alla frana intermedia, e gradualmente riducendo le proprietà meccaniche di tale materiale.

Si osserva che molte frane vengono innescate con il decadimento delle proprietà meccaniche: tra di esse, la più evidente interessa l'intero abitato di Strà e, in profondità, sia le coperture superficiali sia il materiale della frana intermedia.

Inoltre, l'analisi mette in evidenza la generazione di superfici di rottura intermedie, così come mostrato dalle indagini geognostiche.

L'approccio multidisciplinare ha permesso di correlare i dati geognostici, derivanti dalle indagini e dal monitoraggio, con i risultati elaborati attraverso la modellazione numerica.

È stato verificato che alcune discontinuità, a varie profondità, possono

essere ritenute responsabili dell'instabilità del pendio in esame: così come simulato nell'analisi numerica, le proprietà meccaniche possono realmente decadere lungo di esse a causa dell'infiltrazione di acque meteoriche e della conseguente alterazione, in particolar modo degli interstrati pelitici.

ALBERTO PUCCINELLI, GIOVANNI RAGGI,
GIACOMO D'AMATO, ROBERTO GIANNECCHINI,
DARIA MARCHETTI, DANIELE NANNINI,
ALBERTO POCHINI*

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

Riassunto

I versanti dove sorgono gli abitati di Strà e di Marinasco, minuscole frazioni del Comune della Spezia, a partire dalla metà degli anni '90, sono stati interessati da riattivazioni di movimenti franosi indotti soprattutto da interventi antropici. Gli studi geologici, geomorfologici, geomeccanici e geognostici (sondaggi sismici e meccanici), integrati da un complesso sistema di monitoraggio (estensimetri, inclinometri, piezometri, rilievi a terra topografici e radar), hanno permesso di ricostruire un modello di sottosuolo affidabile, su cui si sono basate le analisi di stabilità di tipo statico e pseudo statico sia con i metodi all'equilibrio limite sia con metodi numerici.

Le indagini non sono state eseguite su tutte le frane che affliggono i pendii suddetti, ma solo là dove si presentavano situazioni con alta vulnerabilità. Sono state quindi indagate le seguenti aree: 1) versante compreso tra il bivio della Val Durasca e il vecchio Borgo di San Rocco; 2) versanti intorno alla Pieve di Santo Stefano; 3) versanti a nord e a sud dell'abitato di San Rocco; 4) versanti a nord e a sud del cimitero di Marinasco. Nell'area 1) sono stati individuati almeno 3 corpi di frana sovrapposti, attribuibili complessivamente a scorrimenti rotazionali, e un substrato, costituito dalla formazione delle Arenarie del M. Gottero, coinvolto in D.G.P.V. Le opere di bonifica realizzate sono consistite nella costruzione di 4 pozzi portanti (12 m di diametro e 30 m di profondità), tirantati su 3 livelli. Nell'area 2), al di sopra di un substrato costituito dalla formazione delle Arenarie di M. Gottero molto fratturata, sono stati individuati: un corpo franoso orientale, classificabile come scorrimento rotazionale, spesso circa 20 m, con un grado di attività molto ridotta e limitata sola alla testata, come indicato dalle fratture di tensione che provocano estese lesioni sulle strutture murarie della canonica; un corpo di frana meridionale, ascrivibile ad uno scorrimento rotazionale di terra, spesso circa 13 m di circa, con un grado di attività molto ridotta e limitata sola alla testata della frana stessa, come indicato dalle fratture di tensioni che provoca-

no estese lesioni sulle strutture murarie della Pieve e del campanile; inferiormente è stato individuato un altro corpo di frana, con grado di attività non determinabile, e attribuibile ad uno scorrimento rotazionale multiplo di roccia. Le opere di bonifica sono consistite nella costruzione sul lato nord, sud ed est della Pieve di un cordolo fondato su pali e connesso con “denti” alle strutture fondazionali. Nell’area 3) sono stati individuati a monte di San Rocco 3 corpi di frana, riconducibili a scorrimenti planari di detrito; le 2 frane più orientali sono da considerarsi quiescenti, mentre quella occidentale risulta attiva, come testimoniato dall’inclinometro S3. Inferiormente sono state individuati almeno 2 corpi di frana tra loro sovrapposti, probabilmente con grado di attività ridotta e classificabili come scorrimenti rotazionali di roccia. Nell’area 4) sul versante settentrionale sono state individuate, su un substrato costituito dalle Arenarie di M. Gottero molto fratturate, 3 frane con grado di attività attuale o recente, come testimoniato dalle gravi lesioni riscontrate all’interno e all’esterno del cimitero di Marinasco. Sul versante meridionale sono presenti due frane che mostrano riprese di movimento nella parte alta, causando ingenti danni al cimitero. Il substrato è coinvolto in D.G.P.V., di cui, limitatamente alla zona di studio, sono state individuate le superfici di scorrimento.

Summary

The slopes around the Marinasco and Strà villages, above La Spezia town, were involved in the mid-90s by landslides reactivation, caused by public works. Geological and geomorphological surveys, a geological – technical (geotechnical boreholes, piezometers, inclinometers, extensometers, refraction and reflection seismic surveys, etc.), kinematic and geomechanical characterization of rock and soils, with a complicated monitoring system, led to reconstruct a detailed geological model. Then some stability analysis (limit equilibrium method and 3D numerical modelling) were performed to attempt explaining the mechanisms causing the observed landslides, their evolution in term of displacements and deformations.

The surveys were not performed on all the landslides affecting these slopes, but only where high vulnerability is clear. The following areas were therefore investigated: 1) the slope between the Val Durasca crossroad and the old village of San Rocco, 2) the slopes around the church of Santo Stefano, 3) the slopes placed north and south of San Rocco village; 4) the slopes placed north and south of the Marinasco’s cemetery.

In the 1) area, at least three landslide bodies, due to rotational slides, were identified, and a bedrock, made of M. Gottero Fm. sandstones, involved in D.S.G.S.D.. Remedial works consisted in the construction of four structural wells (12 m diameter and 30 m deep), anchored on 3 levels.

In the 2) area, above a bedrock made of highly fractured M. Gottero Fm. sandstones, they have been identified: an eastern landslide body, due to a rotational slide, with a thickness of about 20 m, with a very slow activity, limited only to the head, as indicated by stress fractures that cause extensive damage on the walls of the parish home; a southern landslide body, due to a rotational soil slide,

with a thickness of about 13 m, with a very low activity degree, limited only to the head, as indicated by stress fractures that cause extensive damage on the walls of the church and the bell tower. Another landslide body was located in the lower portion of this area, with a non-identifiable activity degree and due to a multiple rotational rock slide.

Remedial works consisted in the building of a reinforced concrete curb, on the north, south and east of the church, based on piles and connected with "teeth" to the foundational structures.

In the 3) area, three landslide bodies were identified north of San Rocco, due to planar debris slide; the two easternmost landslides are considered dormant, while the western is active, as shown by the S3 inclinometer. Below, two landslide bodies stacked together were at least identified; they probably have a reduced activity degree and can be classified as rotational rock slide. The remedial works on these landslide bodies consist on a anchored wall, based on very close to each other piles and about 20 m deep.

In the 4) area, on the northern slope, three landslides, with evidences of recent activities, have been identified. They are placed on a bedrock made of highly fractured M. Gottero Fm. sandstones, as shown by severe lesions found inside and outside the Marinasco's cemetery. On the southern side, two landslides show movement at the top, causing extensive damage to the cemetery. The bedrock is involved in D.S.G.S.D., of which, limited to the study area, sliding surfaces were identified.

BIBLIOGRAFIA

Agnesi V., Macaluso T., Monteleone S. & Pipitone G. (1978) - *Espansioni laterali (lateral spreads) nella Sicilia occidentale*. Geol. Appl. e Idrogeol.: 13, 231-238.

Anas – Compartimento Regionale per la viabilità – Genova (1990) - S.S. 1 "Aurelia" – *Progetto generale della variante tra le località di Ortonovo e Borghetto Vara "Tratto da Seresa a Sprugola di San Benedetto con diramazione in località Buggi (innesto con s.s. n. 530 di Portovenere)"*. Rapporto inedito.

Anas – Compartimento Regionale per la viabilità – Genova (1993) - *Lavori urgenti di indagini geognostiche finalizzate allo studio delle caratteristiche geotecniche e geomeccaniche dei terreni interessati dalla costruzione della variante tra le località di Ortonovo – Borghetto Vara – Lotto 1: Galleria Marinasco (La Spezia)*. Rapporto inedito a cura della S.C.T. (Società Costruzione Tecnologie).

Anas – Compartimento Regionale per la viabilità – Genova- (marzo 1997) - S.S. 1 "Aurelia" – *Progetto generale della variante tra le località di Ortonovo e Borghetto Vara "Tratto da Seresa a Sprugola di San Benedetto con diramazione in località Buggi (innesto con s.s. n. 530 di Portovenere)" in ordine ai lavori di completamento del tratto compreso tra lo svincolo di S. Benedetto e la località Seresa ed ai lavori necessari per l'apertura al traffico dell'intero tratto tra S. Benedetto – Felettino*. Rapporto geotecnico Geodes, inedito.

Anas – Compartimento Regionale per la viabilità – Genova (luglio 1997) - S.S. 1 “Aurelia” – *Progetto generale della variante tra le località di Ortonovo e Borghetto Vara “Tratto da Seresa a Sprugola di San Benedetto con diramazione in località Buggi (innesto con s.s. n. 530 di Portovenere)” in ordine ai lavori di completamento del tratto compreso tra lo svincolo di S. Benedetto e la località Seresa ed ai lavori necessari per l’apertura al traffico dell’intero tratto tra S. Benedetto – Felettino.* Rapporto inedito.

Anas – Compartimento Regionale per la viabilità – Genova (agosto 1997) – *Relazione conclusiva geologico-geotecnica e studio geologico-integrativo.* A cura del Geol. G.A. Cargnel. Rapporto inedito.

Bartolini C., Bernini M., Carloni G.C., Costantini A., Federici P.R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D. & Francavilla F. (1983) - *Carta neotettonica dell’Appennino Settentrionale. Note illustrative.* Boll. Soc. Geol. It., 101 (1982): 523-549.

Bernini M. (1988) – *Il bacino dell’alta Val di Magra: primi dati mesostrutturali sulla tettonica distensiva.* Bol. Soc. Geol. It., 107: 355-371

Bernini M. (1991) – *Le strutture estensionali della Lunigiana (Appennino settentrionale): proposta di un modello de formativo.* Atti Tic. Sc. Terra, 34: 29-38.

Bisci C., Dramis F. & Sorriso-Valvo M. (1996) - *Rock flow (Sackung).* In: Dikau R., Brunnsden D., Schrott L. & Ibsen M.L., “Landslide recognition. Identification, movement and causes”. J. Wiley & Sons (UK), 150-160.

Boccaletti M., Coli M., Decandia F. A., Giannini E. & Lazzarotto A. (1980) - *Evoluzione dell’Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., 21: 359-373.

Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996) - *Landslide types and processes.* In: “Landslide: Investigation and Mitigation”, Spc. Rept. 247, Transp. Res. Board, Nat. Acad. of Sciences, Washington: 36-75.

Dallan Nardi L. & Nardi R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell’Appennino Settentrionale.* Mem. Acc. Lunig. Sc. “G. Capellini”, 42: 1-212.

D’Amato Avanzi G. & Puccinelli A. (1997) - *Deep-seated gravitational slope deformations in north-western Tuscany (Italy): remarks on typology, distribution and tectonic connections.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., 19 (1996): 325-334.

Dramis F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde.* Boll. Soc. Geol. It., 103: 681-687.

Dramis & Sorriso-Valvo (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics.* Eng. Geology, 38: 231-243.

Dramis F., Maifredi P. & Sorriso-Valvo M. (1987) - *Deformazioni gravitative profonde di versante. Aspetti geomorfologici e loro diffusione in Italia.* Geol. Appl. e Idrogeol., 20 (2): 1985, 377-390.

Dramis F., Farabollini P., Gentili B. & Pambianchi G. (1995) - *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy.* In: Slaymaker O. Ed., “Steepland geomorphology”, J. Wiley & Sons (UK): 199-217.

Elter P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell’Appennino a Nord Ovest delle*

Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 79 (2), 273-312.

Elter P. (1973) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In: Atti Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, Quad. 183: 97-118.

Federici P.R. & Rau A. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 96 Massa*. In: Contrib. Prelim. Realizz. Carta Neotett. d'It., CNR- PF Geodin., pubbl. n. 356: 1365-1382.

Guerricchio A. & Melidoro G. (1979) - *Deformazioni gravitative profonde del tipo "Sackung" nei monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., 14 (1): 13-22.

Hutchinson J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proc. 5th Int. Symposium on Landslides, Losanna, 10-15/7/1988, Vol. 1: 3-35.

Jahn A. (1964) - *Slope morphological features resulting from gravitation*. Z. Geomorph., Suppl. B. 5: 59-72.

Mahr T. & Nemcok A. (1977) - *Deep-seated creep deformations of high mountain slopes*. Bull. Int. Assoc. of Engineering Geology, 16: 121-127.

Pasuto A. & Soldati M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. Il Quaternario, 3 (2): 131-140.

Puccinelli A. & Raggi G. (2001) - *Sulla possibilità di una parziale o completa riapertura dello scavo della galleria, situata in località Marinasco-Strà (Comune della Spezia), chiusa dal GIP in data 27-11-01*. Rapporto inedito per la Provincia della Spezia, 2 pp.

Puccinelli A. & Raggi G. (2002) - *Dati preliminari sulle caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni di copertura e della rocce presenti nella zona del Cimitero Pieve, presso Marinasco e nella zona di Strà - Case Bertoli*. Rapporto inedito per la Prefettura della Spezia 2 pp.

Puccinelli A. & Raggi G. (2003) - *Bonifica del movimento franoso in località Strà: relazione geologica per il progetto definitivo-esecutivo per le opere di consolidamento del versante*. Rapporto inedito per la Prefettura della Spezia, 20 pp.

Puccinelli A. & Raggi G. (2004) - *Interventi di consolidamento del terreno in località Strà nel Comune della Spezia, Il lotto d'intervento: relazione geologico-tecnica per il progetto definitivo-esecutivo*. Rapporto inedito per la Prefettura della Spezia, 19 pp.

Puccinelli A. & Raggi G. (2006) - *Lavori di consolidamento del versante di Strà relativamente al I° lotto di intervento: considerazioni sui dati acquisiti mediante il monitoraggio strumentale effettuato nel corso dell'anno 2005*. Rapporto inedito per la Prefettura della Spezia, 8 pp.

Puccinelli A. & Raggi G. (2007) - *Relazione geologico-tecnica per il consolidamento geotecnico-strutturale dell'areale interessato dalla Pieve di Santo Stefano in località Marinasco nel Comune della Spezia*. Rapporto inedito per la Prefettura della Spezia, 8 pp.

Puccinelli A., D'Amato Avanzi G. A., Pochini A., Raggi G. & Nannini D. (2003a) - *Studio geologico, geomorfologico e geologico-tecnico del versante dell'abitato di Marinasco-Strà (Comune della Spezia), analisi dei dati disponibili e controllo della loro congruità, impostazione e supervisione delle indagini geognostiche e geofisi-*

che, interpretazione dei relativi dati, impostazione e gestione del monitoraggio, finalizzati al controllo dei movimenti franosi che interessano l'abitato e alla valutazione della stabilità generale del versante e della sua pericolosità. Relazione geologico-tecnica per l'Amministrazione della Provincia della Spezia, inedita, 57 pp.

Puccinelli A., D'Amato Avanzi G. A., Pochini A., Raggi G. & Nannini D. (2003b) - *Studio geologico, geomorfologico e litologico-tecnico del versante dell'abitato della frazione di Marinasco (Comune della Spezia). Relazione geologico-tecnica per il Comune della Spezia, inedita, 48 pp.*

Puccinelli A., D'Amato Avanzi G. A., Pochini A., Raggi G. & Nannini D. (2003c) *Consulenza geologico-tecnica per la bonifica delle frane ad alto rischio ubicate sul versante sud degli abitati di Strà e di Marinasco (Comune della Spezia). Relazione geologico-tecnica per la Prefettura della Spezia, inedita, 51 pp.*

Puccinelli A., Raggi G. & Pochini A. (2002) - *Programma preliminare d'indagini geognostiche sul versante Marinasco-Strà. Rapporto inedito per la Prefettura della Spezia, 4 pp.*

Puccinelli A., Raggi G., D'Amato Avanzi G. A., Pochini A. & Nannini D. (2001) - *Relazione sull'analisi dei dati disponibili e controllo della loro congruità (galleria Marinasco-Strà). Rapporto inedito per la Provincia della Spezia, 10 pp.*

Puccinelli A., D'Amato Avanzi G. A., Perilli N. (2010a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 233 - Pontremoli, pp.127*

Puccinelli A., D'Amato Avanzi G. A., Perilli N. (2010b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 234 - Fivizzano pp.158*

Radbruch-Hall D.H. (1978) - *Gravitational creep of rock masses on slopes. In: Voight B. (Ed.): Rockslides and avalanches - Natural phenomena. Developments in Geotechnical Engineering, 14A, Elsevier, Amsterdam: 607-658.*

Raggi D. (1988) - *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del bacino del Fiume Magra. Mem. Soc. Geol. It, 30(1985): 35-62*

Raggi D. (2001) - *Il sopralluogo della commissione ambiente in località Marinasco-Strà nel giorno 21 dicembre 2001. rapporto inedito per il Comune della Spezia, 3 pp.*

Raggi G. (2001) - *Alcune ipotesi sulle cause dei dissesti segnalati a Marinasco e Strà. Rapporto inedito per il Comune della Spezia, 3 pp.*

Raggi G. (2001) - *Rapporto informativo sull'evoluzione dei dissesti tra Marinasco e Strà. Rapporto inedito per il Comune della Spezia, 3 pp.*

Raggi G. (2002) - *Sopralluogo in località Marinasco presso il Ristorante Schiffini nel giorno 23-01-02. Rapporto inedito per in Comune della Spezia 2 pp.*

Raggi G. (2002) - *Relazione geologico-tecnica preliminare sui fenomeni di dissesto che hanno interessato le località Marinasco-Strà. Rapporto inedito per Comune della Spezia, 6 pp.*

Raggi G. (2003) - *Consulenza tecnica di parte per Comune della Spezia sulla galleria ANAS di Marinasco. Rapporto inedito per il Comune della Spezia, 45 pp.*

Sorriso-Valvo M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana. Mem. Soc. Geol. It., 50: 109-121.*

Zischinsky U. (1969) - *Über Sackungen. Rock Mechanics, 1 (1): 30-52.*

Analisi integrata di dati geologici, geomorfologici,
geomeccanici e geofisici nella messa punto di una
cartografia di sintesi per l'individuazione di zone
a maggiore pericolosità sismica locale nei
Comuni di Bolano e Calice al Cornoviglio
(prov. della Spezia)

Riassunto

Dopo aver caratterizzato strutturalmente e stratigraficamente le formazioni appartenenti a varie unità tettoniche (Falda Toscana: Macigno e Marne di Marmoreto; Unità Canetolo: Argille e calcari di Canetolo, Calcari di Groppo del Vescovo e Arenarie di Ponte Bratica; Unità Ottone: Complesso di Casanova e Flysch di Ottone), descritto le forme e i depositi relativi a processi morfogenetici, soprattutto quelli legati alle acque superficiali e alla gravità, individuato le proprietà meccaniche delle terre e delle rocce, indagato con prospezioni sismiche a rifrazione il sottosuolo di alcuni centri abitati della provincia della Spezia (Bolano, S. Maria le Cassorane, Villagrossa, Debeduse), è stata approntata una carta delle zone a maggiore pericolosità sismica locale. In questo elaborato sono state individuate porzioni di territorio suscettibili di amplificazione sismica (frane, terreni con qualità fisico-meccaniche scadenti, cigli di scarpata, alluvioni e detriti, fascia di contatto tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche assai diverse tra loro).

Parole chiave: microzonazione sismica, effetti locali, Bolano e Calice al Cornoviglio (prov. della Spezia)

Abstract

Formations belonging to different tectonic units (Tuscan Nappe:

Macigno Fm. and Marne di Marmoreto Fm.; Canetolo Unit: Argille e calcari di canetolodi Canetolo Fm., Calcari di Groppo del Vescovo Fm. and Arenarie di Ponte Bratica Fm.; Ottone Unit: Complesso di Casanova Fm. and Flysch di Ottone Fm.) have been structurally and stratigraphically characterized; forms and deposits related to morphogenetic processes, especially those related to surface water and gravity, have been described; mechanical properties of soils and rocks have been identified; the bedrock of some villages in the La Spezia Province (Bolano, S. Maria le Cassorane, Villagrossa, Debeduse) has been investigated with seismic refraction analysis. Then, a map of the areas with major local seismic hazard was prepared. On this map, areas subjected to seismic amplification (landslides, soils with poor physico-mechanical characteristics, edges of slopes, alluvial deposits and debris, zone characterized by contact between lithotypes with physical and mechanical properties very different from each other) have been identified.

Keywords: seismic microzonation, local seismic effects, Bolano and Calice al Cornoviglio (Province of La Spezia)

1. INTRODUZIONE

Scopo di questo studio è l'individuazione in alcune località della provincia della Spezia (Fig.1) di zone a maggiore pericolosità sismica locale, dove cioè le condizioni geologiche, geomorfologiche e topografiche possono portare ad una modificazione della risposta sismica, la cui gravità può superare il livello standard della pericolosità attesa nell'area. In particolare sono stati presi in esame i centri abitati di Bolano (comune omonimo), Santa Maria le Cassorane, Villagrossa e Debeduse (Comune di Calice al Cornoviglio), dove sono state realizzate cartografie geologiche, geomorfologiche, litologico-tecniche e dove sono state effettuate indagini geofisiche. Infine è stata redatta la carta di sintesi, che, attraverso le informazioni essenziali delle cartografie precedenti, suddivide il territorio in aree suscettibili di amplificazione sismica.

Le indagini sono state svolte secondo le indicazioni contenute nelle Istruzioni Tecniche messe a punto dalla Regione Toscana (1998, 2007a, 2007b) per la Valutazione degli Effetti Locali nelle aree sismiche (Progetto VEL) e sono state ritenute valide, con le opportune modifiche, anche per il territorio spezzino (Amministrazione Provinciale della Spezia, 2001).

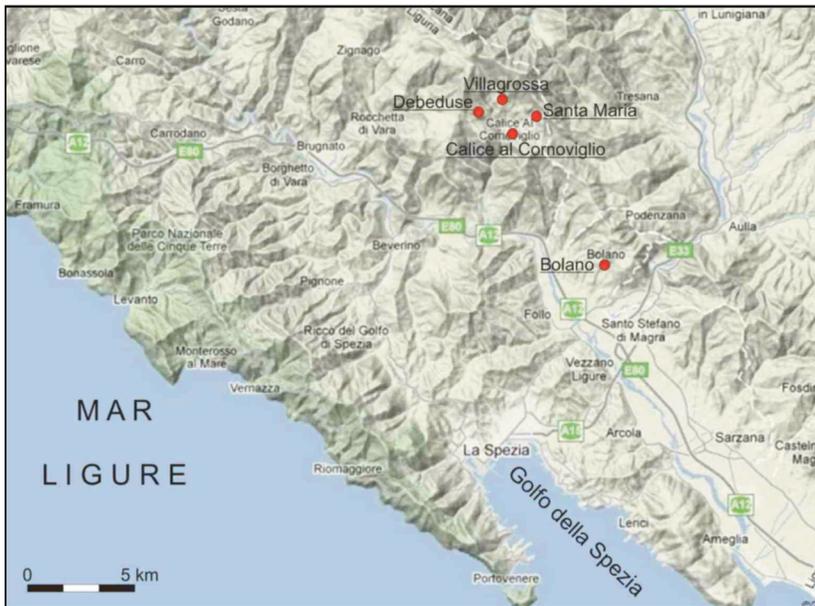


Fig. 1 – Ubicazione delle aree di studio.

Per comprendere appieno l'importanza degli effetti locali, che possono provocare significative amplificazioni del moto sismico, occorre definire alcuni termini essenziali (la pericolosità sismica di base e la pericolosità sismica locale) che vanno a determinare il rischio sismico:

- la pericolosità sismica di base è intesa come la misura dello scuotimento al suolo atteso in un dato sito ed è legata alle caratteristiche sismotettoniche, alle modalità di rilascio dell'energia alla sorgente e alle modalità di propagazione delle onde sismiche dalla sorgente al sito;
- la pericolosità sismica locale è la misura dello scuotimento al sito che varia in relazione alle caratteristiche geologiche, geomorfologiche, morfometriche e geotecniche locali e può differire anche notevolmente dallo scuotimento di base.

Le condizioni locali possono produrre quindi delle variazioni della risposta sismica; esse, se riferite a particolari condizioni morfologiche (creste rocciose, cocuzzoli, dorsali, scarpate, etc.), determinano la focalizzazione dell'energia sismica incidente, con conseguente esaltazione dell'ampiezza delle onde. Analoghi fenomeni si possono avere alla superficie di depositi alluvionali e di falde di detrito, anche per spessori di poche decine di metri, per effetto della riflessione multipla e dell'interferenza delle onde sismiche entro il deposito stesso. Pochi anni fa a Fivizzano, in occasione di un terremoto di debole intensità si è registrato, in un foro di sondaggio munito di accelerometri, un aumento di almeno due volte del valore del-

l'accelerazione, passando da un substrato roccioso a una copertura alluvionale; anche durante il terremoto dell'Aquila del 6/4/2009, in condizioni geologiche simili, sono stati registrati cospicui incrementi della risposta sismica attesa (comunicazione orale del prof. P. Signanini).

Altri casi di modificazione del comportamento sismico dei terreni sono quelli che producono deformazioni permanenti e/o cedimenti, dovuti alla liquefazione dei depositi sabbiosi saturi d'acqua o alla densificazione dei terreni granulari sopra la falda idrica.

Infine sono da sottolineare i problemi connessi ai fenomeni d'instabilità di vario tipo, con particolare riferimento all'attivazione di frane di prima generazione, tra cui trovano la massima esaltazione i crolli di massi da pareti rocciose e la riattivazione di frane di vario tipo.

A conclusione delle ricerche sono state individuate le condizioni locali, che potrebbero portare ad una modificazione della risposta sismica, arrivando così a suddividere il territorio in aree suscettibili di amplificazione sismica.

2. GEOLOGIA

2.1 *Assetto strutturale*

L'area studiata è compresa in un settore appenninico caratterizzato da una catena a falde di ricoprimento, il cui edificio strutturale è il risultato di una complessa storia evolutiva, che ha interessato domini paleogeografici diversi. Secondo una visione comunemente accettata, nell'Appennino settentrionale, in cui è compresa l'area studiata, si possono individuare, dall'interno verso l'esterno della catena, il Dominio Ligure, il Dominio Subligure e il Dominio Toscano (per approfondimenti cfr. PUCCINELLI *et alii*, 2010, *cum bibl.*).

DOMINIO LIGURE

Esso ha avuto origine in seguito all'apertura del bacino Ligure-Piemontese, datata al Giurassico medio, che ha dato luogo alla formazione di rocce ofiolitiche (lherzoliti, gabbri e basalti), che indicano uno *spreading* oceanico, individuato come una zona transtensiva grazie al ritrovamento di oficalciti. Queste rocce tipiche di una crosta oceanica con la relativa copertura sedimentaria (Diaspri, Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini) rappresentano, nel Cretaceo superiore, un alto morfologico, che divideva i bacini Liguri Interni dai bacini Liguri Esterni. Le fasi deformative che hanno interessato il Dominio Ligure Interno hanno individuato l'Unità Bracco-Val Graveglia, l'Unità Colli-Tavarone e l'Unità Gottero.

Anche le fasi deformative che hanno interessato il Dominio Ligure Esterno hanno dato luogo a varie unità tettoniche: l'Unità Antola, l'Unità Ottone, l'Unità Cassio etc.; esse sono costituite da potenti e monotone successioni di torbiditi calcareo-marnose (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) e da depositi clastici grossolani (Complessi di base *Auctt.*). In Val di Vara affiora l'Unità Ottone, anch'essa caratterizzata alla base da depositi clastici matrice-sostenuti (Complesso di Casanova) e al tetto da una torbidite calcarea (Flysch di Ottone), dove sono intercalati depositi simili a quelli del Complesso di Casanova (Argilliti di Monte Veri).

DOMINIO SUBLIGURE

Esso si trova in posizione più esterna rispetto al Dominio Ligure e comprende l'Unità Canetolo, costituita alla base da rocce prevalentemente argillitiche (Argille e calcari di Canetolo) e superiormente carbonatiche (Calcari di Groppo del Vescovo), di età paleoceno-eocenica media; al tetto si trova una sequenza terrigena oligo-miocenica, che giace in discordanza stratigrafica sulle sottostanti formazioni (Arenarie di Ponte Bratica e Arenarie di Petriagnacola).

DOMINIO TOSCANO

In posizione più esterna si colloca il Dominio Toscano, in cui le varie fasi deformative hanno dato luogo alla Falda Toscana; essa comprende formazioni prevalentemente carbonatiche alla base e nella parte mediana, argillitico-marnoso-carbonatiche nella parte medio-alta e silico-clastiche in quella superiore; è compresa in un arco temporale molto ampio che va dal Trias superiore al Miocene inferiore. Nella zona studiata affiorano solo le formazioni oligo-mioceniche del Macigno e delle Marne di Marmoreto.

Le varie unità tettoniche appartenenti ai citati domini si sono impilate una su l'altra, in modo tale che alla base dell'edificio appenninico si trovi l'unità più esterna (Falda Toscana) e al tetto quella più interna (Unità Gottero), in un lasso di tempo che va dal Cretaceo superiore fino al Miocene medio.

Dal Messiniano prende campo una tettonica estensionale a grande scala, responsabile della maggior parte delle morfostrutture presenti anche in Val di Magra e in Val di Vara, sostanzialmente rappresentate da depressioni tettoniche e alti strutturali, individuati da sistemi di faglie dirette sintetiche e antitetiche a geometria listrica; nel Ruscignano-Villafranchiano tali depressioni sono state sede di importanti bacini fluvio-lacustri.

I sistemi principali di faglie estensionali, con direzione appenninica (NW-SE), associati a elementi tettonici antiappenninici (NE-SW), come

faglie trascorrenti e faglie di trasferimento, hanno fortemente condizionato la rete idrografica dei fiumi Magra e Vara, sostanzialmente caratterizzata da aste principali con direzione appenninica e da affluenti disposti in direzione antiappenninica.

Nel territorio studiato sono state riconosciute alcune delle unità tettoniche precedentemente citate; in particolare, sono state elencate per ogni località le unità e le relative formazioni.

Per facilitare la lettura degli elaborati, si è preferito presentare un solo elaborato cartografico ed una sola legenda (Fig. 2) di ciascun centro abitato in cui fossero indicati sia i caratteri geologici che geomorfologici.

1 - *Bolano*: (Fig. 3a - 3b) affiorano tre unità: l'Unità Canetolo, rappresentata dalle Argille e calcari di Canetolo, dai Calcari di Groppo del Vescovo e dalle Arenarie di Ponte Bratica; l'Unità Ottone, rappresentata dalla formazione del Flysch di Ottone; l'Unità Gottero, comprendente le formazioni delle Arenarie di Monte Gottero e delle Argille a palombini.

2 - *Santa Maria le Cassorane*: (Fig. 4a - 4b) affiorano: la Falda Toscana, rappresentata dalle formazioni del Macigno e delle Marne di Marmoreto; l'Unità Canetolo, rappresentata dalle formazioni delle Argille e calcari di Canetolo e delle Arenarie di Ponte Bratica.

3 - *Villagrossa*: (Fig. 5a - 5b) affiorano tre unità: l'Unità tettonica della Falda Toscana, rappresentata dalle formazioni del Macigno e delle Marne di Marmoreto; l'Unità Canetolo, composta dalle formazioni delle Argille e Calcari di Canetolo e dei Calcari Groppo del Vescovo; l'Unità Ottone, rappresentata dalle formazioni del Flysch di Ottone, con le Argilliti di Monte Veri, e dei Paraconglomerati polimitici (cfr. Breccie di Santa Maria Auctt.)

4 - *Debeduse* (Fig. 6a - 6b): affiora solo l'Unità Ottone comprendente il Complesso di Casanova (Arenarie ofiolitiche, Breccie a prevalenti elementi calcarei) e la formazione del Flysch di Ottone con intercalazioni di breccie calcaree e granitiche.

LEGENDA GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICA

FORME E DEPOSITI DOVUTI ALLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI

ATTIVO

NON ATTIVO



b



bn

Depositi alluvionali



Ruscellamento



Alveo in approfondimento



Scarpata di erosione fluviale

FORME E DEPOSITI GRAVITATIVI DI VERSANTE

ATTIVO

QUIESCENTE



Orlo di Scarpata di frana



Frane o gruppo di frane di dimensioni non cartografabili



Aree interessate da soliflusso



Trincea di DGPV



Deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV)

fa



Corpo di frana per scorrimento



Corpo di frana per colamento



Corpo di frana per scorrimento/colamento



Corpo di frana per crollo



aa

Depositi di versante

FORME E DEPOSITI ANTROPICI



Terrazzamento agrario

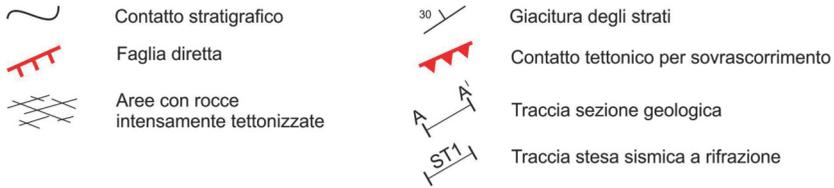


Area degradata da disboscamento



h

Terreni di riporto, bonifica per colmata



UNITÀ TETTONICA GOTTERO



GOT

Arenarie di Monte Gottero: torbiditi arenacee costituite da grovacche quarzoso-feldspatiche grigie, ricche di miche in strati spessi e molto spessi con intercalazioni di sottili livelli pelitici.

CAMPANIANO SUP./MAASTRICHTIANO INF. - PALEOCENE INF.



APA

Argille a palombini: argilliti e argilliti silicee o marnoso-silicee grigio-scure o nere con strati di calcilutiti e calcilutiti silicee, talvolta a base calcarenitica.

CENOMANIANO - SANTONIANO SUP./CAMPANIANO INF.

UNITÀ TETTONICA OTTONE



OTO

Flysch di Ottone: torbiditi calcareo-marnose, in strati spessi e molto spessi. Nella porzione superiore della formazione sono intercalate argilliti di composizione prevalentemente silicea (argilliti di M. Veri (**OTO1**)); nella porzione intermedia sono intercalate breccie clasto-sostenute in matrice siltosa-arenitica a prevalente elementi calcarei (**OTO1a**), oppure granitici (**OTO1g**).

CAMPANIANO INF.-CAMPANIANO SUP./MAASTRICHTIANO INF.



CCVe

COMPLESSO DI CASANOVA

Breccie clasto-sostenute a prevalenti elementi calcarei e in subordinate radiolaritici, ofiolitici e granitici.

CAMPANIANO INF.



CCVa

Arenarie ofiolitiche (cfr. Arenarie di Casanova *Auctt.*): arenarie ofiolitiche gradate grigio verdi e in subordinate arenarie quarzoso-feldspatico-micacee, in strati sottili e medi.

CAMPANIANO INF.

UNITÀ TETTONICA CANETOLO



APB

Arenarie di Ponte Bratica: torbiditi arenaceo -pelitiche grigio-verdi, costituite da un'alternanza di strati sottili e medi di arenarie fini micacee e siltiti.

OLIGOCENE/?MIOCENE INF.



CGV

Calcarei di Groppo del Vescovo (Alberese *Auctt.*): calcari marnosi, calcari grigio chiari e bianchi, marne e, subordinate, argilliti in sequenze torbiditiche.

EOCENE INF.-MEDIO



ACC

Argille e calcari di Canetolo: argilliti grigio-scure alternate a calcari a grana fine, calcareniti organogene e calcari marnosi a base calcarenitica.

PALEOCENE INF.-EOCENE MEDIO

UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA



MMA

Marne di Marmoreto: marne e siltiti grigie, subordinatamente argilliti varicolori.

OLIGOCENE SUP. p.p. - MIOCENE INF. p.p.



MAC

Macigno: torbiditi arenacee costituite da arenarie quarzoso-feldspatiche, alternate ad argilliti e siltiti.

OLIGOCENE SUP. p.p. - MIOCENE INF. p.p.

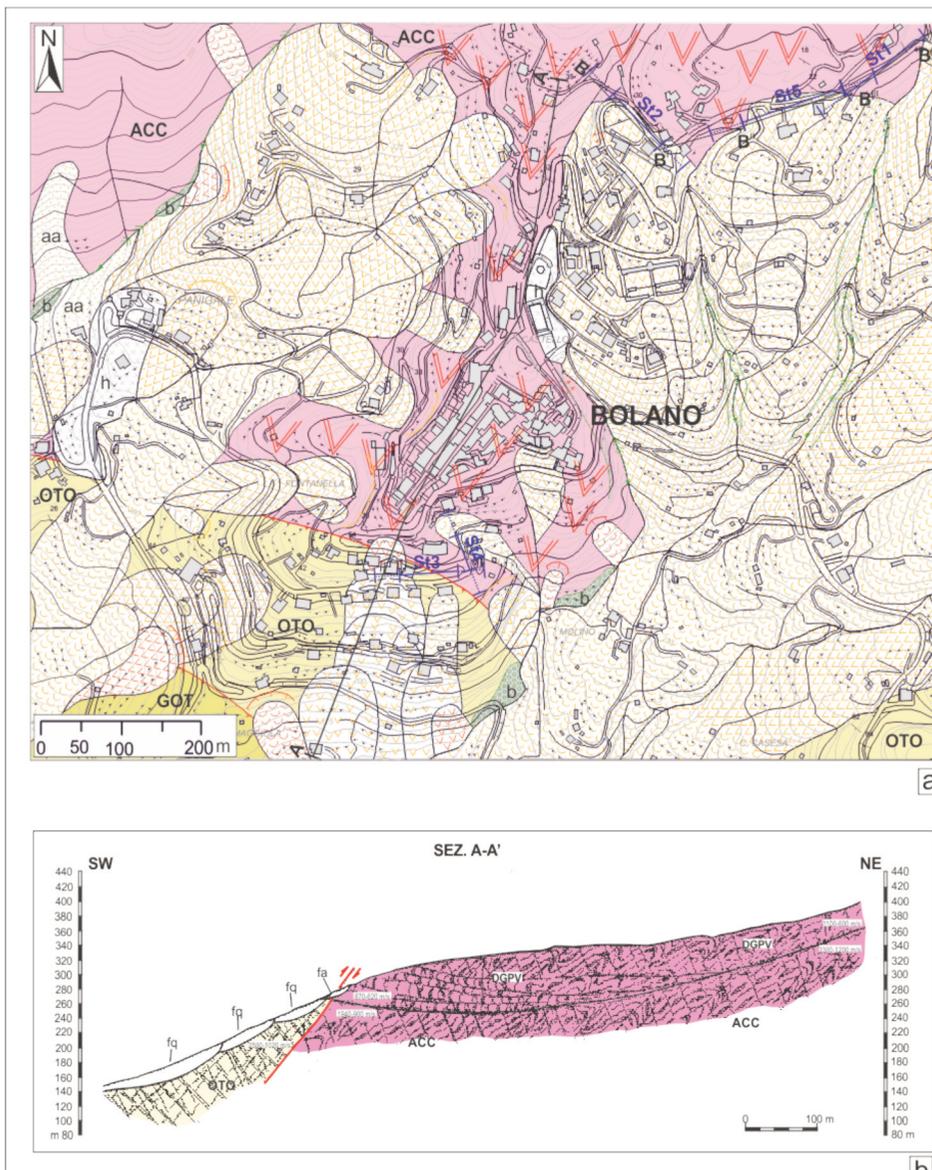


Fig. 3 – a) Carta geologico-geomorfologica dell'area di Bolano; b) sezione geologica di riferimento dove sono riportate le velocità delle onde sismiche V_p ricavate dalle stese sismiche a rifrazione adiacenti alla sezione.

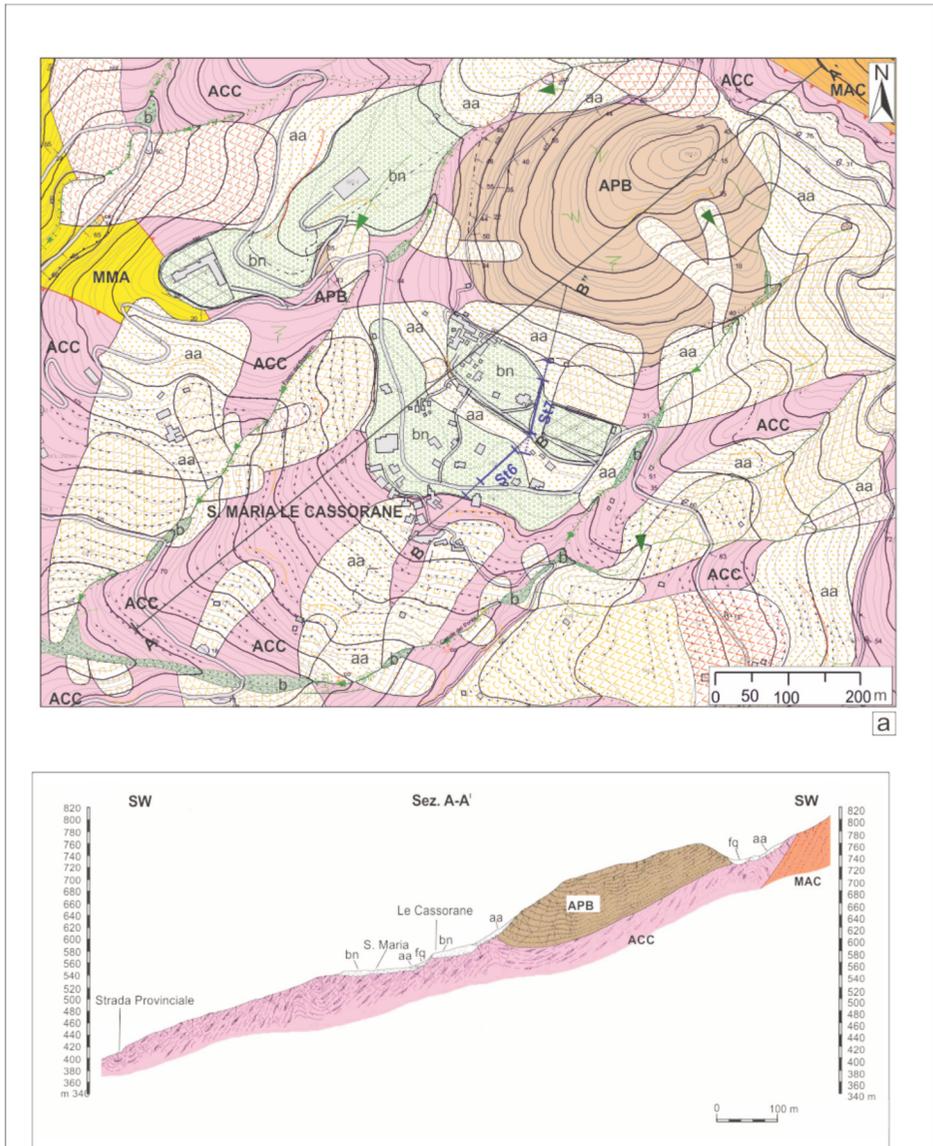


Fig. 4 - Carta geologico-geomorfologica dell'area di Santa Maria le Cassorane; b) sezione geologica di riferimento.

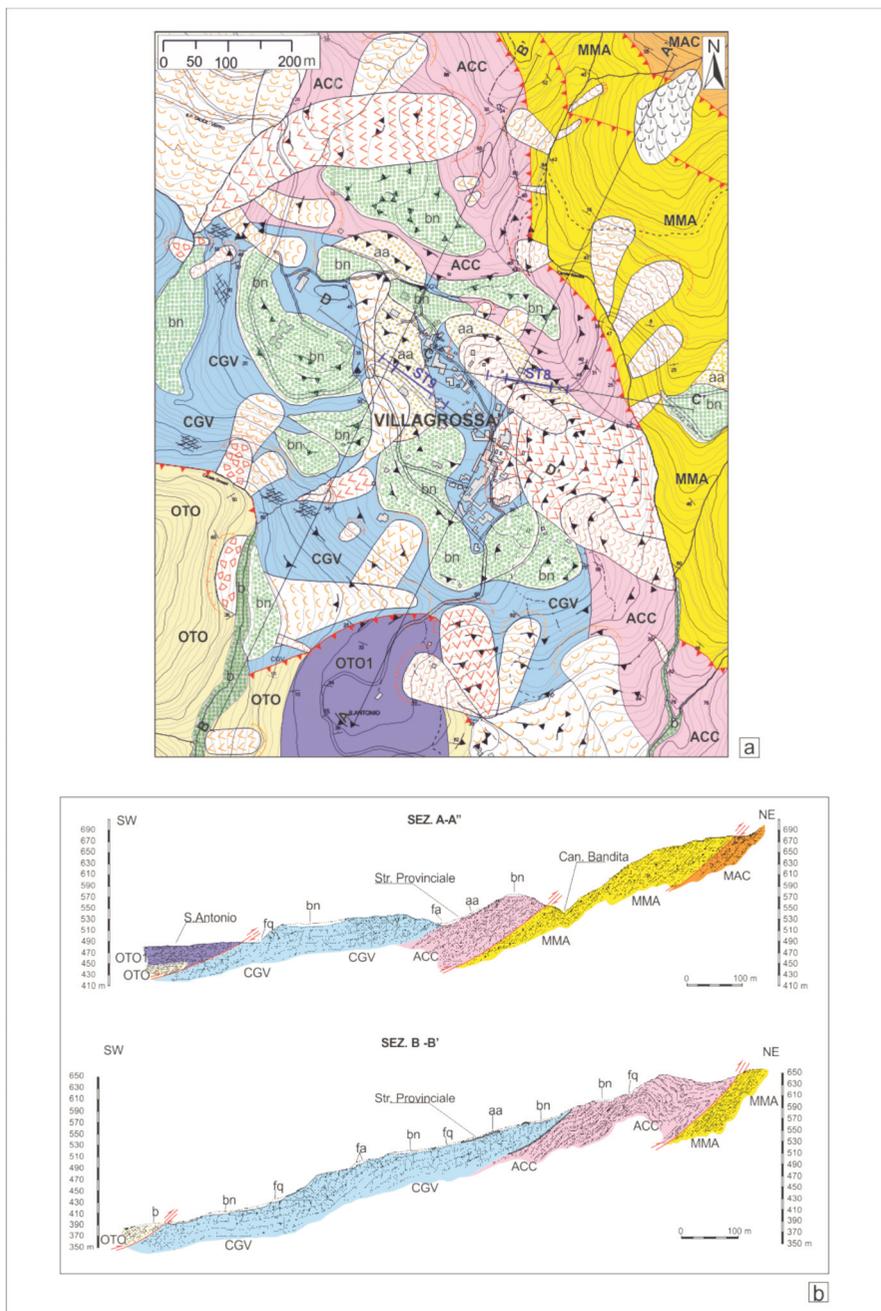


Fig. 5 - Carta geologico-geomorfologica dell'area di Villagrossa; b) sezione geologica di riferimento.

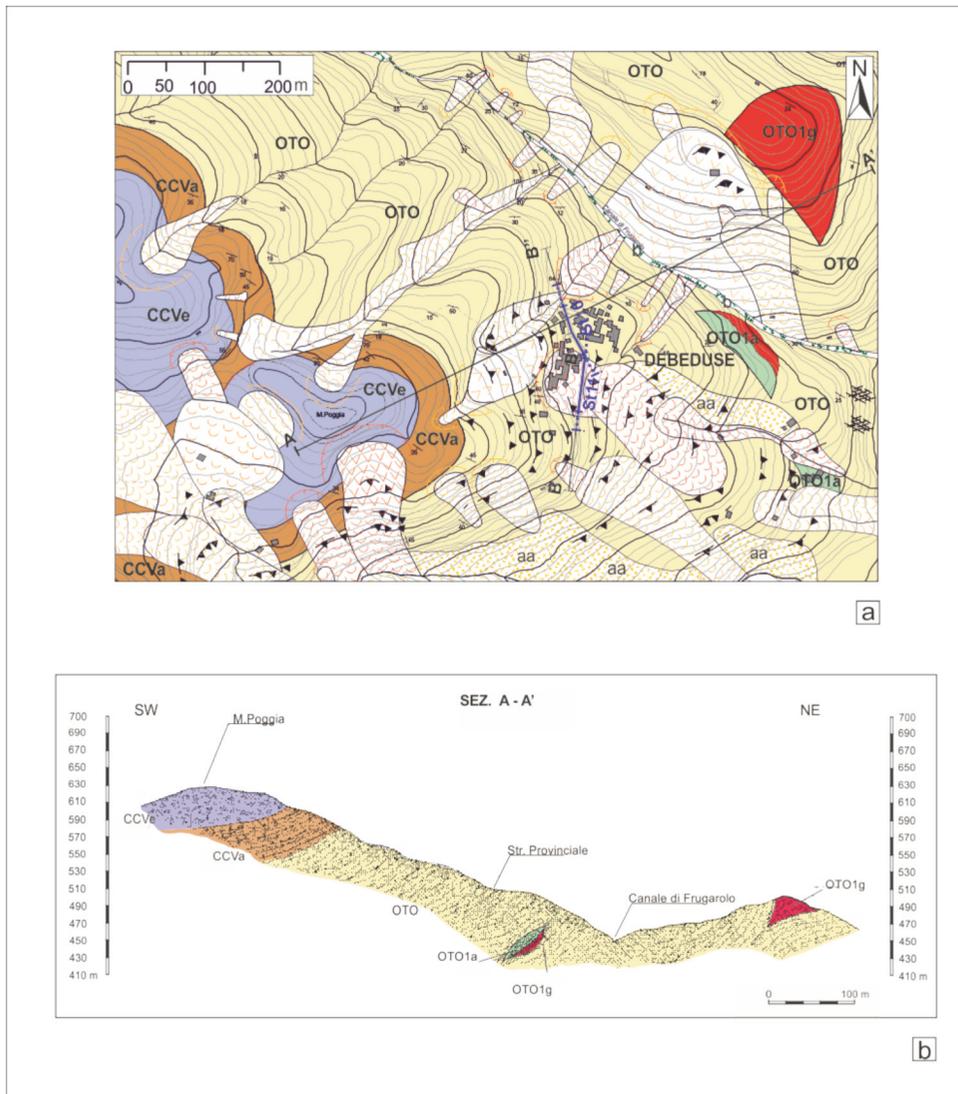


Fig. 6 - Carta geologico-geomorfologica dell'area di Debeduse; b) sezione geologica di riferimento.

2.2 Assetto stratigrafico

2.2.1 Falda Toscana

La Falda Toscana è rappresentata soltanto dal Macigno e dalle Marne di Marmoreto.

Macigno (MAC)

Questa formazione, affiorante a Debeduse e a Santa Maria le Cassorane, è rappresentata da torbiditi prevalentemente arenacee alla base, arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee nella parte media e alta; localmente sono presenti torbiditi calcareo-marnose. La porzione inferiore della formazione è costituita da arenarie grigie, ocra all'alterazione, da medie a grossolane, in strati spessi (1-5 m), organizzati sovente in corpi canalizzati a geometria lenticolare, con gradazione scarsa o assente e con rapporto arenaria/pelite >1. La porzione medio-alta è costituita prevalentemente da torbiditi arenaceo-pelitiche, talora pelitico-arenacee, da medie a grossolane, in strati da spessi a molto spessi (50-300 cm), con rapporto arenaria/pelite elevato. La porzione superiore della formazione è costituita da torbiditi pelitico-arenacee, con un rapporto arenaria/pelite inferiore o uguale a 1. Le arenarie del Macigno, classificate come areniti feldspato-litiche, hanno composizione quarzoso-feldspatica con litici che variano dal 5 al 25 %, abbondante quarzo e frequenti feldspati. Tra i frammenti litici si riconoscono granuli di rocce plutonico-metamorfiche, rocce vulcaniche e rari granuli di rocce sedimentarie.

Lo spessore della formazione non è valutabile, poiché essa affiora molto limitatamente; in zone attigue dell'Appennino tosco-ligure-emiliano, lo spessore affiorante può superare i 2.000 m.

L'età del Macigno è compresa tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore.

Marne di Marmoreto (MMA)

Questa formazione affiora a Villagrossa e a Santa Maria le Cassorane ed è costituita da siltiti marnose micacee e marne siltose grigio-scure, più chiare all'alterazione; talora a esse si intercalano delle bancate arenacee e a luoghi argilliti cinerine o varicolori. Le siltiti non hanno una stratificazione evidente, ma sono caratterizzate da superfici di fissilità non parallele; al loro interno non si riconoscono strutture sedimentarie. Localmente le siltiti verso l'alto passano per alternanza a torbiditi arenaceo-pelitiche. L'analisi petrografica di alcuni campioni ha evidenziato la presenza degli stessi minerali che compongono le arenarie del Macigno: quarzo, muscovite, feldspati, biotite, clorite e frammenti di vetro vulcanico.

Non è possibile valutare localmente lo spessore reale della formazione, in quanto sono in contatto tettonico, al tetto con l'Unità Canetolo e alla base con la formazione del Macigno; lo spessore apparente osservato a Villagrossa si aggira attorno ai 100 m.

L'età di questa formazione è compresa in un intervallo di tempo che va dall'Oligocene superiore al Miocene inferiore.

2.2.2 Unità Canetolo

L'Unità Canetolo è rappresentata dalle Argille e calcari di Canetolo, dai Calcari di Groppo del Vescovo e dalle Arenarie di Ponte Bratica.

Argille e calcari di Canetolo (ACC)

La formazione, affiorante a Villagrossa, Santa Maria le Cassorane e Bolano, è composta prevalentemente da argilliti grigio-scure o nere, fogliettate e lucide, con intercalazioni di calcari lutitici grigio-scuri (in strati da 10 a 40 cm di spessore), a luoghi silicei; si intercalano torbiditi calcareo-marnose a base arenitica, in strati di spessore metrico, brecciole organogene a macroforaminiferi (Nummuliti, Discocicline, Globorotalie, Globigerine, ecc.) e calcareniti gradate, in strati che possono raggiungere e anche superare lo spessore di un metro.

La formazione, che si presenta molto scompaginata, ha uno spessore apparente stimabile in 100-200 metri. Il passaggio alla formazione dei Calcari di Groppo del Vescovo, che si trovano sia intercalati nella porzione medio-superiore sia al tetto delle Argille e calcari di Canetolo, è stratigrafico e può essere netto o per alternanza. Il contatto tra le Argille e calcari di Canetolo e le sovrastanti Arenarie di Ponte Bratica è stratigrafico discordante.

La formazione viene riferita all'intervallo Paleocene superiore - Eocene medio.

Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)

Affiorano a Villagrossa e sono rappresentati da torbiditi calcaree e calcareo-marnose, la cui base calcarenitica è ricca di bioclasti (Nummuliti, Discocicline, Globorotalie, Globigerine, ecc.); sono presenti intercalazioni di calcari marnosi silicei, areniti fini, argilliti e argilliti marnose; gli intervalli pelitici sono a luoghi frequenti. Gli strati, da medi a spessi (20-80 cm), presentano impronte di fondo alla base degli strati arenitici e laminazione piano parallela, ondulata e talora convoluta nella porzione medio-alta degli stessi.

La formazione ha uno spessore stimato intorno agli 80-100 m e viene riferita all'Eocene inferiore-medio.

Arenarie di Ponte Bratica (APB)

La formazione, che affiora a Santa Maria le Cassorane, è costituita da torbiditi arenaceo-pelitiche con alternanze regolari di strati sottili (da 5 a 20 cm) di arenarie fini micacee e di siltiti o più raramente argilliti; localmente le siltiti possono prevalere. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente vicino a 1, ma talvolta risulta molto minore. Le strutture sedimentarie più frequenti sono la laminazione piano-parallela e quella convoluta. In sezione sottile nelle arenarie prevale il quarzo, mentre plagioclasti e feldspati sono in subordine; il cemento è spesso carbonatico e può raggiungere il 40%; generalmente le siltiti hanno un tenore in mica più elevato rispetto a quello delle arenarie. Nella parte alta della formazione sono presenti banchi di spessore metrico (1-3 m) di arenarie grossolane verde-nocciola, a base microconglomeratica, prive di strutture sedimentarie evidenti, con fenomeni di amalgamazione degli strati.

Lo spessore stimato delle Arenarie di Ponte Bratica è di oltre 100 m.

L'età della formazione, mal definita a causa dello scarso contenuto fossilifero, può essere riferita all'Oligocene superiore/? Miocene inferiore.

2.2.3 Unità Ottone

L'Unità Ottone comprende il Complesso di Casanova e la formazione del Flysch di Ottone, a cui sono intercalate breccie calcaree e granitiche; al tetto si trovano le Argilliti di Monte Veri.

Complesso di Casanova

Questo complesso, che affiora solo nell'area di Debeduse, regionalmente comprende più membri (Arenarie di Ostia, Paraconglomerati polimittici = Breccie di Santa Maria *Auctt.*, Breccie a prevalenti elementi calcarei, Breccie a prevalenti elementi ofiolitici, Breccie a prevalenti elementi granitici, Arenarie ofiolitiche = Arenarie di Casanova *Auctt.*) e olistoliti di varia natura; costituisce la base stratigrafica della formazione del Flysch di Ottone e la sua età viene riferita all'intervallo Coniaciano superiore-Campaniano inferiore.

Breccie a prevalenti elementi calcarei (CCVe)

Esse comprendono breccie granulo-sostenute prevalentemente monomittiche, rappresentate da clasti di calcilutiti silicee (tipo "palombini"); quando le breccie sono polimittiche contengono anche clasti di radiolariti, ofioliti e graniti. I clasti eterometrici (da 2-3 cm a 40-50 cm) sono angolari-subangolari. La matrice argillitico-siltitica o siltitico-arenitica è presente in percentuali variabili dal 10 al 40%. Il *sorting* è scarso. All'interno dello stesso corpo sedimentario può sensibilmente variare sia la granulometria

della matrice che la sua percentuale, così come possono variare la granulometria e/o il grado di arrotondamento dei clasti.

Lo spessore di questo membro, in giacitura lenticolare, di cui non è visibile il tetto, può essere stimato in 20-30 metri.

Arenarie ofiolitiche (CCVa)

Presenti nell'area di Debeduse, esse comprendono torbiditi arenaceo-pelitiche da medie a grossolane e torbiditi pelitico-arenacee da medie a fini, costituite da litoareniti ofiolitiche, areniti quarzoso-micacee o più raramente grovacche feldspatiche di colore grigio o grigio-verde, marrone ruggine all'alterazione, a cui si intercalano argilliti, argilliti siltose e siltiti grigio-verdi, marrone ruggine all'alterazione. Lo spessore degli strati più grossolani varia da 30-50 cm a 1-3 m, mentre quello dei livelli più fini e delle peliti varia da 5 a 20-30 cm. Le strutture sedimentarie riconosciute sono la laminazione piano-parallela e, subordinatamente, la gradazione; a volte la base degli strati più grossolani è rappresentata da vere e proprie brecciole.

Lo spessore si aggira intorno ai 40 metri.

Flysch di Ottone (OTO)

La formazione, che affiora a Bolano, Villagrossa e Debeduse, è costituita da torbiditi calcareo-marnose di colore grigio-scuro o cenerino, oca, marrone chiaro o ruggine all'alterazione, con la base spesso gradata (calcarenitica o litoarenitica), a frattura scheggiata, a cui si intercalano, argilliti, arenarie e siltiti grigie. Lo spessore degli strati varia da 20-30 cm a 2-3 m, di cui i 2/3 sono frequentemente rappresentati da marne o marne calcaree; i rari interstrati argillitici sono spessi da 1-3 a 20 cm, quelli silicoclastici da 2-3 a 5-10 cm. Nella zona di Debeduse all'interno della formazione si riconoscono: breccie clasto-sostenute a prevalenti elementi calcarei (OTO1a) eterometrici, da subangolosi a sub arrotondati, riferibili in prevalenza al rimaneggiamento della copertura sedimentaria delle ofioliti; la matrice siltitico-arenitica è litologicamente simile ai clasti; breccie granulato-sostenute a prevalenti elementi di granito in matrice siltitica o siltitico-arenitica (OTO1g).

Lo spessore della formazione a Villagrossa non è valutabile, a causa dell'esiguità dell'affioramento e della laminazione tettonica; a Debeduse lo spessore apparente è di oltre 300 metri; a Bolano lo spessore apparente, tettonicamente laminato al tetto e alla base, supera i 200 metri.

L'età della formazione viene attribuita al Campaniano-Maastrichtiano o alla parte bassa del Campaniano superiore.

Argilliti di Monte Veri (OTO1)

Le Argilliti di Monte Veri affiorano a Debeduse al tetto del Flysch di Ottone; più comunemente però, come si può verificare in aree limitrofe, si trovano intercalate nel Flysch di Ottone. Esse comprendono paraconglomerati, brecce ed olistoliti. I paraconglomerati, polimittici e mal classati, sono caratterizzati da una matrice argillitico-siltitica (in percentuale compresa tra il 50 ed il 70%) o siltitico-arenitica (tra il 45 ed il 60%), grigio-scura o grigio-verde, marrone se alterata, in cui sono immersi clasti eterometrici (da pochi centimetri fino a diversi metri) da subangolari ad arrotondati, spesso ricoperti da patine di ossidi di ferro o manganese; i clasti sono prevalentemente costituiti da calcilutiti silicee (tipo “palombino”) e subordinatamente da radiolariti, ofioliti, graniti, areniti, siltiti, rare marne e marne calcaree. Il passaggio dai depositi a matrice argillitico-siltitica a quelli a matrice siltitico-arenitica è spesso graduale; a luoghi i depositi a matrice siltitico-arenitica passano a delle vere e proprie brecce clasto-sostenute.

Lo spessore è mal valutabile, in quanto la formazione affiora limitatamente al margine meridionale della carta; in aree limitrofe esso può raggiungere i 150-200 metri.

L'età delle Argilliti di Monte Veri può essere equiparata a quella del Flysch di Ottone, nel quale sono intercalate.

2.2.4 Unità Gottero

L'Unità Gottero è rappresentata dalle Arenarie di Monte Gottero e dalle Argille a palombini.

Arenarie di Monte Gottero (GOT)

La formazione affiora a Bolano ed è rappresentata da torbiditi prossimali arenacee o più raramente arenaceo-pelitiche costituite da grovacche quarzoso-feldspatiche o da grovacche feldspatiche, spesso molto grossolane, di colore grigio, marrone chiaro o ruggine all'alterazione; si intercalano rari e sottili livelli di siltiti, marne siltose ed argilliti scure; lo spessore degli strati arenacei generalmente varia da 20-50 cm a 2-5 m, mentre quello delle peliti varia da 2-3 cm a 10 cm; il rapporto arenaria/pelite è generalmente maggiore di 10; talvolta, sono presenti lenti di marne siltose ed argilliti marnose grigie con spessori variabili da 30 a 40 m, con intercalazioni di calcilutiti silicee o argilliti varicolori. L'ambiente di sedimentazione è riferibile a una conoide sottomarina interna. Lo spessore delle Arenarie di Monte Gottero, che affiorano limitatamente, al margine dell'area rilevata, è mal valutabile; nei territori limitrofi, si può verificare uno spessore variabile tra 500 e 900 m.

L'età della formazione viene attribuita all'intervallo Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore - Paleocene inferiore.

Argille a palombini (APA)

La formazione, presente nelle vicinanze di Bolano, è caratterizzata da alternanze pelitico-calcaree con prevalenza di argilliti, da argilliti silicee e siltose e più raramente da marne argilloso-siltose grigio-scure o nere, brunastre se alterate; sono presenti intercalazioni di calciliti silicee, talvolta con base calcarenitica di colore grigio-scuro, ruggine se alterate, di calcareniti fini (rare) e, verso l'alto, di siltiti e areniti quarzose. Lo spessore degli strati pelitici varia da 20-30 cm a 1-2 m, quello dei calcari da 50-70 cm a 1-2 m, quello delle siltiti e delle areniti da 5-10 a 20 cm. L'ambiente di sedimentazione è riferibile a un'area di transizione tra un bacino pelagico e la porzione esterna di una conoide distale. Lo spessore complessivo, anche se non perfettamente valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione, varia tra 50 e 100 m.

L'età della formazione viene attribuita all'intervallo Cenomaniano-Santoniano superiore/Campaniano inferiore.

3. GEOMORFOLOGIA

I lineamenti geomorfologici generali dell'area sono per lo più legati alla storia tettonica recente dell'Appennino Settentrionale in generale e a quella della Val di Vara in particolare; l'elemento morfostrutturale più caratterizzante è costituito dalla depressione tettonica della Val di Vara - Val di Magra, delimitata da sistemi di faglie dirette con direzione appenninica (NW-SE) e movimentata dall'esistenza di linee tettoniche trasversali (RAGGI, 1988; BERNINI, 1991; PUCCINELLI *et alii*, 2010); le indagini svolte sono comprese in tale depressione, ovvero nella zona sud-occidentale della Val di Vara.

Più precisamente il territorio studiato si ubica sul versante sinistro della media Val di Vara, compresa fra la parte nord del promontorio del Golfo della Spezia e la dorsale M. Picchiara-M. Cornoviglio-M. Grosso (Fig. 1). Questa dorsale, che costituisce lo spartiacque sinistro del Vara, ha una direzione appenninica (NW-SE) e limita ad oriente la depressione tettonica su cui si è impostato il fiume. Il reticolo idrografico è influenzato dall'assetto tettonico: le aste fluviali hanno prevalentemente direzione NE-SW, fanno eccezione alcune di ordine inferiore, che hanno direzione N-S e confluiscono nel fiume Vara pochi chilometri più a valle. Nei settori a nord, dove l'energia del rilievo è maggiore, i corsi d'acqua hanno prodotto

profonde incisioni e i versanti hanno forte inclinazione. Le modificazioni recenti del reticolo idrografico sono testimoniate dai depositi alluvionali terrazzati, che, distribuiti a varie quote, interrompono il profilo dei versanti; essi si localizzano soprattutto in prossimità dei corsi d'acqua principali e dei loro affluenti maggiori, a quote massime di qualche decina di metri sui fondovalle attuali, esprimendo un'idrografia non dissimile sostanzialmente da quella attuale.

I movimenti franosi hanno un notevole impatto sul territorio e sulle sue forme. Ciò si verifica soprattutto nelle zone di affioramento delle formazioni argillitiche, dove le frane danno una connotazione caratteristica al paesaggio, movimentato da scarpate, dossi, contropendenze e pianori; si tratta di aree che, in virtù delle condizioni di acclività più favorevoli, sono spesso sede di attività antropiche e insediamenti residenziali.

Più cause, sia predisponenti che scatenanti, sono responsabili dell'instabilità dei versanti. Tra le cause predisponenti si ricordano l'attività sismica locale, la presenza di rocce argillitiche, assai scompagnate dalle complesse vicende tettoniche, l'innalzamento dell'Appennino, verosimilmente ancora attivo, che provoca un continuo riequilibrio dei versanti, come indicato dai torrenti in fase erosiva, le condizioni meteo-climatiche del territorio, dove si registrano precipitazioni abbondanti (in media fino a circa 2.000 mm/anno); tra le cause scatenanti si ricordano l'erosione al piede dei torrenti in occasione degli eventi di piena, le piogge prolungate o intense e concentrate (nel novembre 2.000 sono stati registrati 721 mm di pioggia sui 1.688 mm caduti in un anno), la dissennata attività antropica (scarichi fognari lungo i pendii, tagli dei pendii stessi, sovraccarichi, ecc.), le scosse sismiche più violente.

Definita, secondo grandi linee, la geomorfologia del territorio esaminato, verranno ora prese in considerazione le principali caratteristiche geomorfologiche dei singoli centri abitati nei Comuni di Bolano e Calice al Cornoviglio.

3.1 Principali caratteri geomorfologici di Bolano

Il nucleo storico del paese di Bolano si trova a quota 320 m s.l.m., su una cresta allungata ai piedi di un colle chiamato il Poggio (quota 542 m s.l.m.), che domina la piana alluvionale di Ceparana, a circa 4 Km a Nord della confluenza tra i fiumi Vara e Magra. A est e a ovest del paese le pendenze dei versanti (legate alle diversità lito-strutturali e ai processi geomorfologici) sono comprese fra i 10° ed i 20°; immediatamente a sud aumentano, assumendo valori compresi tra i 20° e i 30°. Tali valori hanno un forte incremento in corrispondenza delle incisioni effettuate dai torrenti, dove possono raggiungere i 50°.

Nel territorio studiato il processo, che ha contribuito in maniera preponderante all'attuale conformazione del paesaggio, è senz'altro quello

dovuto alla gravità. Le forme e i depositi ad esso legati sono talmente sviluppati, che si è sentita la necessità di allestire, oltre alla carta a grande scala (Fig. 3a), un'altra carta a scala più piccola (Fig. 7), capace di comprendere in tutta la loro estensione i vari movimenti gravitativi di versante.

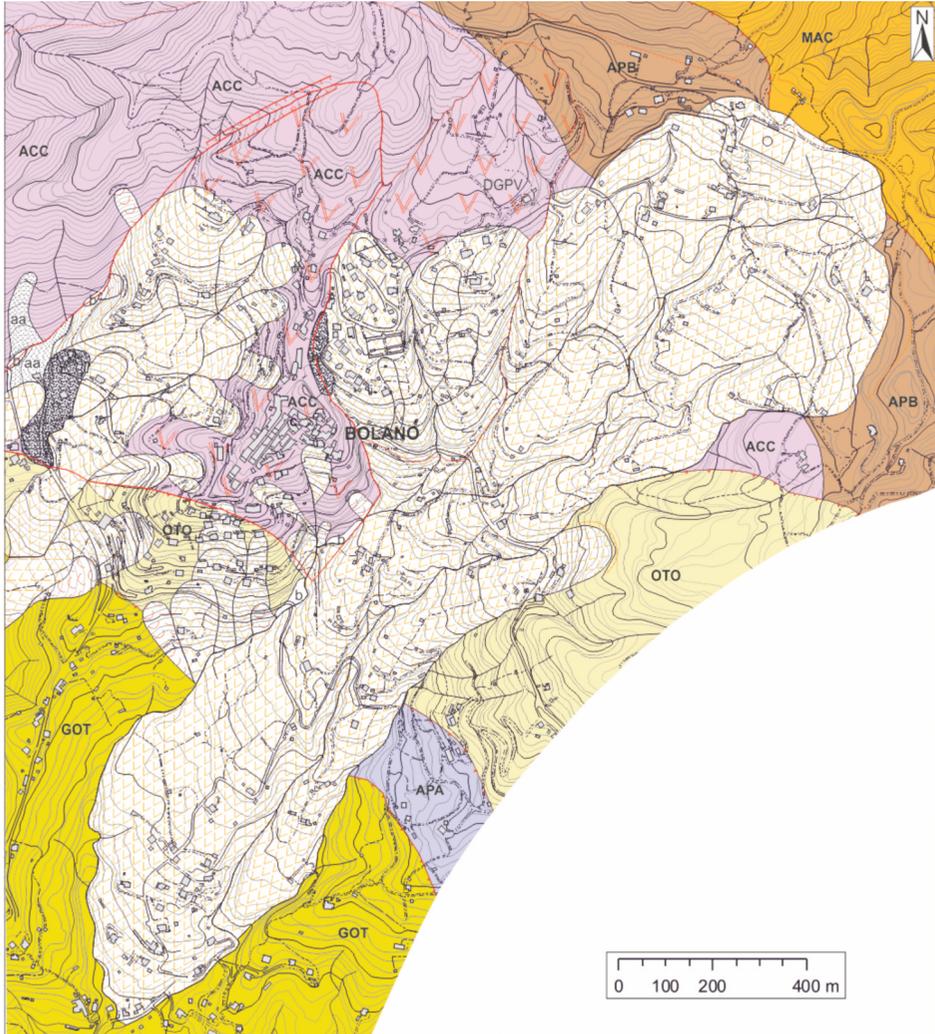


Fig. 7 – Carta geologico-geomorfologica dell'area di Bolano.

Facendo riferimento ai due documenti cartografici (Figg. 3° - 3b e 7), si osserva che il versante su cui si adagia il paese di Bolano è interessato da fenomeni franosi importanti, vuoi perché molto estesi, vuoi perché spesso coinvolgono le abitazioni e la viabilità di accesso al paese. Il versante, che

nella parte sommitale è tagliato da faglie dirette a basso ed alto angolo (Fig. 7), è costituito da argilliti della formazione delle Argille e calcari di Canetolo, che per i loro caratteri fisico-meccanici scadenti risultano particolarmente predisposte all'instabilità; vi si sviluppano infatti numerosissime frane di varie tipologie e alcune Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV). Esse sono state ipotizzate sulla base di evidenti *marker* geomorfologici presenti nella parte sommitale del pendio: depressioni strette e allungate (trincee); contropendenze o superfici sub-pianeggianti, derivate da un movimento rotazionale; assenza nella parte medio-bassa del versante di evidenti superfici di taglio, in accordo con una deformazione di tipo visco-plastico delle rocce argillitiche, assimilabile ad un *creep* profondo.

Sono state individuate due DGPV; una coinvolge la parte storica del paese, l'altra la parte più occidentale. Anche attraverso l'interpretazione delle prospezioni sismiche a rifrazione, come vedremo meglio in seguito, si è avuta una conferma indiretta della presenza di tali DGPV, in quanto le velocità delle onde sismiche V_p e V_s si sono rivelate inferiori a quelle di un *bedrock* argillitico e superiori a quelle di un detrito sciolto mediamente addensato; tali velocità pertanto potrebbero caratterizzare una roccia alterata e fratturata nella porzione medio-alta del pendio. In corrispondenza delle stese sismiche ST1, ST2 e ST5 la profondità della massa coinvolta nella DGPV risultata essere compresa tra i 30 e i 40 m. Nella stessa zona sono presenti due ampi movimenti franosi, ascrivibili a scorrimenti rotazionali, come lascia supporre l'esistenza di contropendenze nella parte sommitale; esse, allungate nel senso della massima pendenza del pendio, hanno la quota di coronamento posta a 375 m e il piede rispettivamente a 225 m e 255 m; hanno entrambe una larghezza massima di oltre 200 m, una lunghezza di 600 m per quella più occidentale e di 450 m per l'altra. La profondità del piano di scorrimento non è conosciuta, ma sulla base dei soli dati geologici di superficie potrebbe trovarsi tra 30 e 60 m. Al momento del sopralluogo non sono state individuate riprese di movimento, per cui tali frane possono essere classificate quiescenti (intermittenti), con un tempo di ritorno sconosciuto; senza questo dato non è possibile valutarne la pericolosità e quindi il rischio. Al di sopra di esse sono stati individuati altri tre movimenti franosi di colamento di detrito, attualmente quiescenti.

Nella parte meridionale e occidentale del pendio, al di sotto del paese, esistono altri movimenti franosi di modeste dimensioni; quelli che si sviluppano in rocce argillitiche possono essere classificati come colamenti, con la caratteristica forma stretta e allungata; mentre quelli che si sviluppano su rocce prevalentemente calcaree possono essere classificati come

scorrimenti di roccia e detrito; essi interessano spesso aree molto vulnerabili per la presenza di abitazioni e di strade di accesso; quando ad esse si associa una pericolosità alta, dovuta ad uno stato di attività continuo o stagionale dei movimenti, si individuano zone ad alto rischio, che nel tempo possono ampliarsi, a causa del comportamento retrogressivo di tali frane.

Nella parte orientale sono presenti altri corpi di frana molto sviluppati e talora imponenti, classificabili come colamenti, scorrimenti rotazionali e movimenti di tipo complesso (generalmente scorrimento-colata).

Fra i depositi dovuti alla gravità, sono preponderanti i corpi di frana, mentre gli accumuli detritici sono poco diffusi: è stato individuato un solo deposito, non più attivo, al piede di un versante, intagliato in rocce argillitiche; tale deposito è costituito da materiale prevalentemente argilloso-limoso, contenente rari clasti calcarei.

Inoltre si verificano localmente, in coltri prevalentemente argillose, fenomeni di soliflusso, testimoniati da creste e lobi caratteristici del terreno e alberi ricurvi alla base.

I processi dovuti alle acque correnti superficiali hanno dato luogo a un ruscellamento diffuso e a solchi di erosione concentrata, soprattutto lungo i pendii argillitici acclivi, in assenza di manto erboso; nella zona indagata, essi non hanno prodotto consistenti depositi alluvionali, prevalendo un'erosione verticale dei corsi d'acqua. Nella zona si riconoscono quindi anche scarpate d'erosione fluvio-torrentizia e alvei in erosione.

Infine, nel paesaggio è evidente l'impronta antropica: terrazzi agricoli, tagli stradali, interrimento e deviazione di canali e fossi hanno prodotto in alcuni casi situazioni di instabilità dei versanti, messe poi in sicurezza con opere di contenimento come muri e gabbionate.

3.2 Principali caratteri geomorfologici di Santa Maria le Cassorane

Il paese di Santa Maria le Cassorane, ubicato sulle pendici occidentali della dorsale M. Picchiara-M. Cornoviglio-M. Grosso e delimitato a est dal Canale del Ponte e a ovest dal Fosso del Bessorio, si sviluppa per la maggior parte su due aree pianeggianti, a quote tra loro differenti (Fig. 4a). Due sono i processi morfogenetici più importanti, che maggiormente hanno concorso a modellare l'area: quello dovuto alla gravità e quello dovuto alle acque correnti superficiali.

Al primo sono connessi prevalentemente fenomeni d'instabilità. Le tipologie di frana sono essenzialmente ascrivibili a colamenti di terra e di detrito e a scorrimenti, prevalentemente traslativi e a volte rotazionali; sono rare le tipologie complesse, prevalentemente di scorrimento-colata. Sul versante sud di Santa Maria le Cassorane, costituito dalle argilliti

appartenenti alla formazione delle Argille e calcari di Canetolo, prendono sviluppo movimenti franosi che in alcuni casi vanno a interessare anche i fabbricati; si tratta di colate di terra, con spessore massimo stimato intorno ai 10-15 m e con un rapporto lunghezza/larghezza compreso fra 3 e 4. Nella parte più orientale della carta sono presenti, oltre a colate di terra, anche alcune frane di tipo complesso (scorrimento-colata).

Le frane sul bordo meridionale del paese determinano una situazione di rischio abbastanza alto, per la presenza di aree vulnerabili (abitazioni e infrastrutture viarie) e per l'elevata pericolosità, legata a riprese di movimento generalizzate su quasi tutta la pendice. Queste frane, che spesso si rimobilizzano annualmente nei periodi più piovosi, possono essere definite stagionali. Frane di modeste dimensioni sono presenti lungo il fosso del Bessorio e lungo il Canale del Ponte, in corrispondenza di alcune anse; per lo più si tratta di fenomeni di crollo, determinati dalla forte capacità erosiva di questi corsi d'acqua e dalla fatturazione della roccia in pareti acclivi.

Fra i depositi dovuti alla gravità sono presenti inoltre accumuli di detrito, abbastanza diffusi ai piedi dei versanti e generalmente non attivi, non essendo più alimentati dalla degradazione di scarpate rocciose. Si tratta in genere di depositi matrice-sostenuti, costituiti da rari ciottoli calcarei e/o arenacei dispersi in una matrice limoso-argillosa abbondante.

In corrispondenza di accumuli detritici o nella parte superficiale più alterata delle Argille e calcari di Canetolo, sono stati segnalati movimenti viscoplastici superficiali, molto lenti, riconducibili a fenomeni di soliflusso; in conseguenza di ciò, si notano lobi e increspature nel terreno e alberi ricurvi alla base. A causa dell'intensa erosione incanalata i depositi alluvionali attuali sono poco frequenti e limitati agli alvei posti a monte dei restringimenti vallivi. Sono invece presenti estesi terrazzi alluvionali, caratterizzati da un deposito comprendente un'abbondante matrice limoso-sabbiosa con rari ciottoletti poco elaborati. Tra le forme dovute alle acque superficiali si riconoscono anche scarpate d'erosione fluvio-torrentizia e alvei in erosione.

Le forme riferibili all'attività antropica, infine, sono rappresentate prevalentemente da terrazzamenti ad uso agricolo, sbancamenti e quanto connesso con le opere di urbanizzazione.

3.3 Principali caratteri geomorfologici di Villagrossa

Il paese di Villagrossa è allungato su una dorsale con direzione NO-SE nella parte superiore e direzione NE-SO in quella inferiore; questa dorsale, situata sul versante del Monte Cornoviglio (1162 m) digradante verso il torrente Usurana, affluente di sinistra del Vara, è delimitata ad est dal Canale Bandita e ad ovest dal Canale Grosso, entrambi tributari del suddetto torrente Usurana.

I due versanti che limitano la dorsale di Villagrossa sono costituiti da differenti tipi litologici (Fig. 5a): su quello occidentale prevalgono i calcari, mentre su quello orientale e meridionale le argilliti (parte medio-bassa) e i litotipi calcarei (parte superiore). Questa diversità comporta anche una differente risposta al modellamento operato dai diversi agenti morfogenetici. Infatti, a ovest di Villagrossa i movimenti franosi (prevalentemente scorrimenti planari di detrito) sono provocati essenzialmente dall'erosione del Canale Grosso in un pendio acclive. A est e a sud i movimenti franosi, oltre ai motivi suddetti, subiscono un forte controllo strutturale, dovuto alla sovrapposizione di rocce calcaree, permeabili per fessurazione e carsismo, su litotipi argillitici prevalentemente impermeabili; questo assetto permette il formarsi di una falda acquifera nella soprastante porzione calcarea, che opera un rammollimento e un rigonfiamento delle argilliti sottostanti, che insieme alla loro maggiore erodibilità, determinano ampi movimenti franosi (colamenti, scorrimenti e scorrimenti-colata), che coinvolgono anche i calcari.

Alcune frane presentano caratteri di alta pericolosità, legata all'esistenza di elevata vulnerabilità (presenza di abitazioni, luoghi di culto e infrastrutture viarie) all'interno di movimenti in atto, come testimoniato dalla presenza di fratture di tensione e di lesioni nei manufatti, dando luogo a situazioni di alto rischio, come a esempio quelle a est del centro storico di Villagrossa (Fig. 5a). Il più settentrionale dei due grandi movimenti franosi, posti sul versante orientale di Villagrossa, è costituito da una colata stretta e allungata in direzione NO-SE, in corrispondenza del contatto tra Argille e calcari di Canetolo e Calcari di Groppo del Vescovo; la sua lunghezza è di circa 180 m, la larghezza tra 20 e 30 m e la profondità, ricavata dal sondaggio geofisico, di 7-8 m. La frana più meridionale è costituita da un grande accumulo, che coinvolge essenzialmente le argilliti e marginalmente i calcari e può essere classificata come uno scorrimento rotazionale, con lunghezza di circa 280 m, larghezza di circa 210 m e profondità presunta di circa 50 m. Questi movimenti presentano segni di riattivazione nella zona di testata e soprattutto nella zona di piede, per l'erosione del Canale Bandita; si tratta di frane periodiche, con attività di tipo annuale o stagionale.

Sono spesso presenti anche varie coperture detritiche, costituite da depositi matrice-sostenuti, in cui la matrice argilloso-limosa prevale rispetto ai clasti carbonatici; essi provengono dal disfacimento di rocce prevalentemente argillitiche. In altri casi, la degradazione di rocce calcaree produce depositi clasto-sostenuti, in cui la matrice argilloso-limosa è subordinata rispetto agli elementi litici; esse si trovano ai piedi di versanti oppure accumulate in aree depresse e allungate parallelamente alla massima pendenza del pendio.

Le alluvioni di fondovalle attuali e recenti, ubicate soprattutto a monte di restringimenti vallivi, non sono molto diffuse, prevalendo in genere l'attività erosiva. Sono invece molto sviluppati i depositi alluvionali antichi, presenti a monte e a valle di Villagrossa. Essi, limitati inferiormente da una scarpata di erosione di circa 2 m e caratterizzati da superfici pianeggianti o debolmente inclinate, poste a quote differenti, comprendono un materiale clasto-sostenuto, con ciottoletti poco elaborati di arenaria e di calcare in matrice siltoso-sabbiosa. Si osservano anche diffuse testimonianze dell'attività erosiva attuale lungo gli alvei (erosione lineare e di sponda, scarpate). Si riconoscono aree interessate da ruscellamento diffuso, solchi di erosione dovuti al ruscellamento concentrato (zona di S. Antonio) e microforme carsiche, come i piccoli solchi osservati nei calcari di Groppo del Vescovo. Infine l'attività antropica, oltre alle opere di urbanizzazione, ha dato luogo anche a terrazzamenti agricoli e ad aree degradate a seguito del disboscamento.

3.4 Principali caratteri geomorfologici di Debeduse

Il centro abitato di Debeduse sorge sul versante orientale del monte Poggia (631 m), ad una quota compresa tra 500 e 525 m s.l.m. (Fig. 6a). Mentre la parte settentrionale del paese si ubica in un'area quasi pianeggiante, quella meridionale invece, debolmente acclive, si è espansa nella zona sommitale di un complesso sistema di frane.

I principali processi morfogenetici, responsabili della modellazione del paesaggio, sono essenzialmente due: quello dovuto alla gravità e quello dovuto alle acque correnti superficiali.

Le frane si sviluppano a ovest del Monte Poggia e intorno a Debeduse. Nella prima località, situata ai margini della carta, i movimenti della parte superiore del pendio si sviluppano in litotipi arenacei (Arenarie di ofiolitiche) e detritico-grossolani in matrice argillitica (Brecce a prevalenti elementi calcarei), facilmente degradabili a causa dell'intensa fratturazione e della scarsa coesione; le tipologie di movimento più frequenti sono gli scorrimenti rotazionali, i colamenti e gli scorrimenti-colata. Le notizie sullo stato di attività di tali frane sono scarse: in base alle evidenze morfologiche e alle testimonianze raccolte, si ritiene che si tratti di fenomeni intermittenti, con tempi di ritorno piuttosto lunghi, non meglio precisabili; esse in genere non presentano segni di riattivazione, ad esclusione di quelle a sud di Monte Poggia, che al momento del sopralluogo hanno mostrato invece riprese di attività.

Nella seconda località si distinguono più movimenti franosi sia a monte che a valle del paese; a monte sono state individuate due frane con allungamento SSO-NNE, classificabili come colamento di detrito: quella più a

sud ha una lunghezza di 180 m, una larghezza, nella zona di piede, di circa 60 m ed una profondità presunta di 7-8 m; quella più a nord ha una lunghezza di 140 m, una larghezza massima di 40 m e una profondità presunta di 5-6 m. In relazione al loro stato di attività, in analogia a quanto detto precedentemente, si possono definire come frane intermittenti con tempi di ritorno probabilmente lunghi. Nella zona a valle di Debeduse sono stati distinti due movimenti franosi aventi direzione di allungamento NO-SE; quello più a monte, classificabile come scorrimento rotazionale per la presenza nella zona di testa di una contropendenza morfologica, ha dimensioni ridotte (lunghezza 40 m, larghezza 80 m, profondità di 6 m, dedotta dal sondaggio sismico a rifrazione), perché la parte inferiore è stata coinvolta in un successivo colamento di detrito; anche questa frana è a sua volta ripresa da altre colate poste a quote inferiori, che arrivano ad interessare la località Lavacchio; complessivamente queste colate hanno una forma allungata (lunghezza di 360 m) e stretta (larghezza massima di 50 m) e spessore esiguo. Esse, presentando segni di ripresa di attività, possono essere definite continue o stagionali, riattivandosi soprattutto in autunno durante i periodi piovosi.

Gli accumuli detritici si trovano raccolti ai piedi dei versanti o in depressioni vallive, allungate secondo la direzione di massima pendenza del pendio: si tratta di depositi clasto-sostenuti in matrice limoso-sabbiosa, provenienti dalla degradazione di litotipi calcarei (Flysch di Ottone); gli spessori sono variabili e generalmente non superano qualche metro. Lungo i versanti relativamente meno acclivi, dove meglio si sono conservati gli accumuli, si osservano spesso movimenti lenti e superficiali, riferibili a fenomeni di soliflusso.

L'azione delle acque superficiali attualmente non dà luogo ad alcun deposito alluvionale, prevalendo l'attività erosiva lungo gli alvei in approfondimento; un lembo di deposito alluvionale terrazzato è conservato a SO di Monte Poggia.

Fra le forme connesse all'attività antropica prevalgono i terrazzamenti agrari, soprattutto lungo il versante orientale del M. Poggia.

4. CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA DEGLI AMMASSI ROCCIOSI E DELLE COPERTURE

4.1. *Inquadramento geologico-tecnico*

Nelle aree studiate affiorano formazioni rocciose e depositi sciolti di vario tipo, con differenti caratteristiche fisico-meccaniche e comportamento variabile. Per classificare i materiali appartenenti al substrato e alle

coperture, essi sono stati esaminati e descritti in base a parametri litologici (composizione, caratteristiche granulometrico-tessiture, addensamento / consistenza), struttura e caratteristiche geomeccaniche fondamentali.

I litotipi che formano le varie unità litostratigrafiche affioranti sono stati classificati in Unità Litologico-Tecniche (ULT) in base alle caratteristiche fisico-meccaniche fondamentali. Lo schema di classificazione segue le Istruzioni Tecniche edite dalla REGIONE TOSCANA (1998, 2007a, 2007b) per la Valutazione degli Effetti Locali nelle aree sismiche (Progetto VEL) e quelle edite con le stesse finalità dall'Amministrazione Provinciale della Spezia (2001). Le descrizioni che seguono si fondano anche sulle linee guida e le considerazioni espresse in AGI (1977), IAEG (1981), ESU (1977), ISRM (1978), IAEG (1981), Carrara *et alii* (1987), Canuti *et alii* (1992), Del Greco (1993), Amanti *et alii* (1996), (Gruppo di Lavoro MS, 2008).

In particolare lo schema di classificazione delle ULT deriva da quello del succitato Progetto VEL, con alcune modifiche per adattarlo agli scopi di questo lavoro; le ULT sono suddivise in due sottoinsiemi, il substrato e la copertura (Fig. 8).

Il substrato comprende 4 ULT fondamentali:

Rocce lapidee massicce o stratificate in grossi banchi;

Rocce stratificate e/o costituite da alternanze di litotipi diversi;

Materiali granulari cementati e/o addensati;

Materiali coesivi consistenti.

La copertura comprende 2 ULT fondamentali:

Materiali granulari poco o non cementati;

Materiali con consistenza limitata o nulla.

In base alla struttura e alla percentuale relativa di litotipi lapidei e litotipi deboli, il substrato può comprendere sia ammassi rocciosi riferibili a rocce lapidee, massive o stratificate, a rocce deboli, a unità complesse prevalentemente lapidee o prevalentemente pelitiche, sia materiali sciolti (con comportamento di tipo granulare o di tipo coesivo) che, per cementazione e/o compattazione, hanno conseguito una resistenza paragonabile a quella delle rocce deboli (Tab. 1). La copertura può comprendere materiali sciolti (a comportamento granulare oppure coesivo, in base alle caratteristiche granulometriche), con valori bassi o nulli di cementazione o consistenza / addensamento.

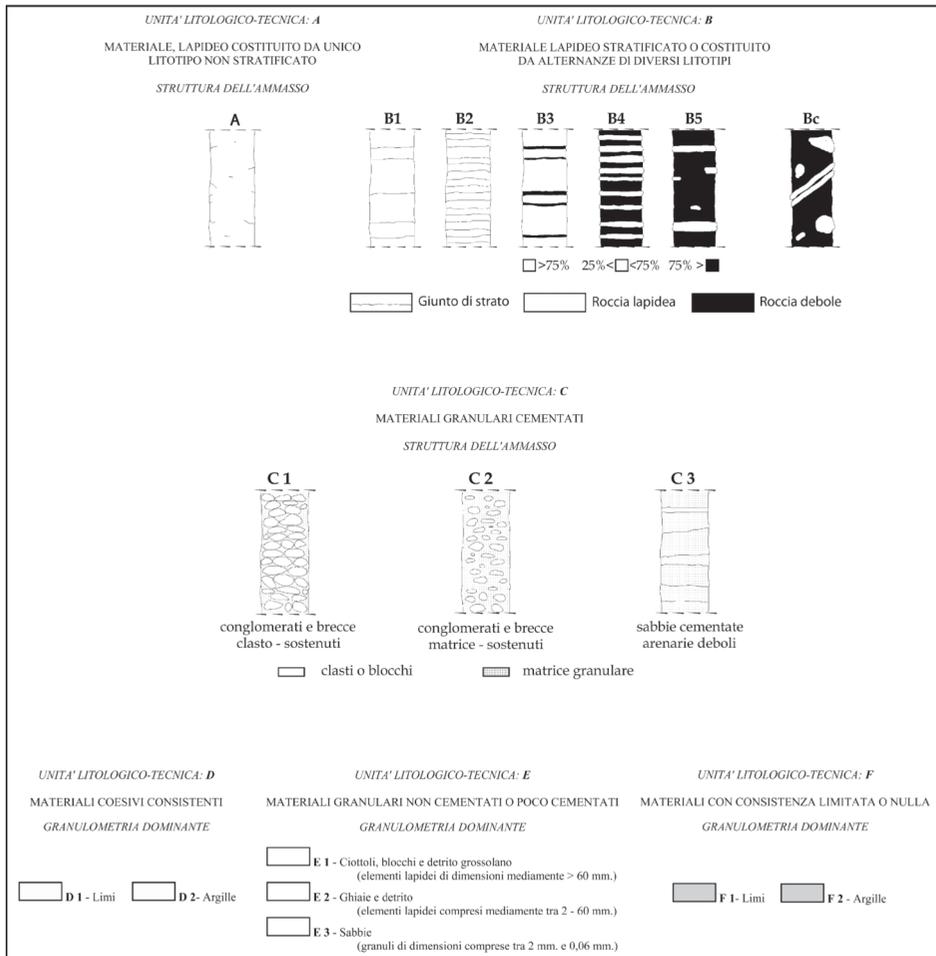


Fig. 8 - Schema delle Unità Litologico-Tecniche (REGIONE TOSCANA, 2007, mod.).

Grado	Descrizione	Resistenza a compressione uniaassiale
R0	Rocchia estremamente debole	0,25 - 1,0 MPa
R1	Rocchia molto debole	1,0 - 5,0 MPa
R2	Rocchia debole	5,0 - 25 MPa
R3	Rocchia mediamente resistente	25 - 50 MPa
R4	Rocchia resistente	50 - 100 MPa
R5	Rocchia molto resistente	100 - 250 MPa
R6	Rocchia estremamente resistente	> 250 MPa

Tab. 1 - Gradi di resistenza a compressione uniaassiale delle rocce (ISRM, 1978; DEL GRECO, 1993).

I materiali rocciosi sono stati valutati in base a diversi parametri, raccolti attraverso il rilevamento, prove speditive sul terreno e test di laboratorio (ISRM, 1978): struttura, resistenza a compressione uniassiale, spaziatura delle discontinuità, condizioni delle discontinuità (persistenza, apertura, rugosità, riempimento, alterazione). I materiali sciolti sono stati caratterizzati in campagna e in laboratorio, in base a struttura, granulometria, consistenza/addensamento, eventuali discontinuità.

Secondo quest'approccio sono stati esaminati e classificati i litotipi che compongono le varie unità litostratigrafiche e i depositi superficiali presenti nelle aree studiate. Sono state così definite numerose ULT; ognuna di esse viene descritta sinteticamente, per meglio illustrarne le caratteristiche e il comportamento.

4.1.1 *Substrato*

A - Rocce non stratificate o con bancate di spessore superiore a 3 m

Si tratta di rocce massive (basalto, granito, dolomia, marmo) o stratificate in grossi banchi (calcare, arenaria). Le caratteristiche meccaniche sono in genere da buone a molto buone; il comportamento è controllato dall'assetto e dalle caratteristiche discontinuità come i giunti di strato, ove presenti, e le fratture. La permeabilità può essere alta per fratturazione e, nelle rocce carbonatiche, anche per carsismo. I dissesti sono limitati a crolli, scivolamenti e ribaltamenti, che interessano volumi di roccia isolati da fratture.

Questo tipo di rocce non affiora nelle aree studiate.

B - Rocce stratificate e/o costituite da alternanze di litotipi diversi

Nei territori esaminati le formazioni stratificate sono ben rappresentate (Macigno, Marne di Marmoreto, Argille e calcari di Canetolo, Arenarie di Ponte Bratica, Arenarie ofiolitiche, Flysch di Ottone, Argilliti di Monte Veri, Arenarie di Monte Gottero, Argille a palombini). Lo spessore degli strati e la presenza e frequenza di interstrati pelitici ne controllano marcatamente le caratteristiche meccaniche, che, come si vedrà in seguito, possono variare da discrete/buone a scadenti; di conseguenza anche il comportamento degli ammassi e il tipo di dissesti possono variare considerevolmente. Ad esempio, laddove le intercalazioni pelitiche sono rare o assenti, i dissesti sono rappresentati essenzialmente da scorrimenti planari lungo giunti di strato con assetto a franapoggio.

La presenza di interstrati pelitici più sviluppati determina un comportamento complesso, mentre la frequenza e lo spessore degli interstrati controllano il passaggio da un comportamento tipicamente lapideo ad uno di

tipo più propriamente complesso. In questa categoria rientrano formazioni arenacee (Macigno, Arenarie di Monte Gottero), formazioni carbonatiche con intervalli pelitici o alternate a rocce pelitiche (Flysch di Ottone, Calcari di Groppo del Vescovo). La permeabilità è generalmente bassa per fratturazione, ma nei litotipi calcarei può essere alta anche per fenomeni carsici. I dissesti più comuni sono rappresentati da scivolamenti traslativi di roccia in corrispondenza dei giunti di strato, laddove questi sono disposti a frangipoggio con inclinazione minore di quella del pendio. La presenza di minerali argillosi, che possono isorientarsi in seguito a deformazioni di taglio, determina un'elevata frequenza di fenomeni franosi riattivati. Fenomeni franosi superficiali sono legati alle coltri d'alterazione, particolarmente sviluppate nel caso del Macigno e delle Arenarie di Monte Gottero.

Quando la frazione pelitica diviene prevalente, il comportamento dell'ammasso è particolarmente controllato dalla frazione debole, mentre diventa molto subordinato il ruolo e il condizionamento strutturale degli intervalli lapidei. L'ammasso può quindi essere assimilato a una roccia debole. Nelle rocce pelitiche con intercalazioni lapidee prevalgono i litotipi pelitico-argillitici e marnosi, mentre quelli calcarei o arenacei sono subordinati; esempi tipici sono rappresentati dalle Argille a palombini, dalle Argille e calcari di Canetolo e dalle litofacies pelitiche. La deformazione tettonica è spesso intensa e le intercalazioni lapidee sono discontinue. Il comportamento del materiale diviene così intermedio fra i terreni coesivi consistenti e le rocce deboli, mentre la permeabilità è particolarmente bassa.

Il comportamento geomeccanico è quindi fortemente influenzato dal regime delle pressioni interstiziali; le proprietà meccaniche scadenti determinano una grande diffusione dei processi erosivi e dei movimenti franosi, fra cui prevalgono scorrimenti rotazionali o roto-traslazionali e colamenti, sia di neoformazione che di riattivazione. Le successioni a struttura caotica e prevalente componente pelitica (ad esempio le varie litofacies del Complesso di Casanova), inglobanti elementi lapidei di varia natura (calcari, calcareniti, ofioliti, brecce ofiolitiche), hanno un comportamento simile.

C - Materiali granulari cementati e/o addensati

Comprendono essenzialmente conglomerati e brecce (matrice- o clasto-sostenuti) e sabbie cementate. La resistenza al taglio è generalmente elevata e la compressibilità molto bassa, mentre si ha un'ottima permeabilità per porosità primaria. I dissesti sono per lo più limitati a crolli di masse aggettanti per scalzamento alla base, laddove l'unità si trovi sovrapposta a litotipi più erodibili.

D - Materiali coesivi consistenti

Si tratta di sedimenti a granulometria fine, rappresentati in prevalenza da argille e limi, con frazione sabbiosa in quantità variabile. La presenza di una frazione coesiva può caratterizzare la resistenza al taglio in condizioni drenate, mentre la deformazione di taglio mostra spesso un comportamento leggermente dilatante. La compressibilità è medio-alta. La permeabilità è molto bassa, quindi il comportamento geomeccanico è molto influenzato dal regime delle pressioni interstiziali. I dissesti più frequenti sono costituiti da processi erosivi e movimenti franosi, generalmente rappresentati da colamenti e scivolamenti rotazionali di terra. Il decadimento della resistenza verso valori residui agevola la riattivazione dei fenomeni franosi.

4.1.2 Copertura

E - Materiali granulari poco o non cementati

Si tratta di materiali di copertura da sciolti ad addensati, leggermente o non cementati, ricadenti nei campi di sabbie, ghiaie e ciottoli con subordinata frazione fine. In questa classe rientrano molti depositi grossolani di copertura, come i depositi alluvionali di fondovalle o terrazze e alcuni depositi detritici. La resistenza al taglio è generalmente elevata e la compressibilità molto bassa, mentre si ha un'ottima permeabilità per porosità primaria. I dissesti comprendono frane di scorrimento e/o colamento e crolli di masse aggettanti per scaldamento alla base, laddove l'unità si trovi sovrapposta a litotipi più erodibili.

F - Materiali con consistenza limitata o nulla.

Si tratta in genere di terreni coesivi a bassa consistenza, con granulometria dominata da argille e limi. Come esempio si possono citare le coltri di alterazione e le coperture detritiche, delle successioni pelitiche liguri e subliguri. La bassa permeabilità determina un comportamento meccanico strettamente controllato dal regime delle pressioni interstiziali, con una resistenza al taglio di tipo coesivo in condizioni non drenate a breve termine e di tipo attritivo-coesivo in condizioni drenate a lungo termine. I dissesti più comuni sono costituiti da processi erosivi e movimenti franosi, rappresentati da colamenti, scivolamenti rotazionali di terra e scivolamenti traslazionali della coltre degradata superficiale. Il decadimento della resistenza verso valori residui favorisce la riattivazione delle frane.

Queste 6 ULT fondamentali sono state quindi ulteriormente dettagliate, sia in base ai dati esistenti, sia soprattutto con analisi e prove in sito e in laboratorio. Sono state considerate varie proprietà: per le rocce del sub-

strato la struttura, la resistenza, le caratteristiche delle discontinuità e l'alterazione; per le coperture soprattutto la tessitura, la consistenza o l'addensamento e le eventuali discontinuità.

Sono stati svolti vari test: prove con lo sclerometro e *Point Load Strength Test* per valutare la resistenza a compressione uniassiale; classificazione geomeccanica e definizione della qualità della massa rocciosa con il sistema RMR (*Rock Mass Rating* - BIENIAWSKI, 1989), in base ad alcuni parametri chiave: resistenza a compressione uniassiale, RQD (*Rock Quality Designation*), spaziatura e condizioni delle discontinuità (persistenza, apertura, rugosità, riempimento, alterazione), condizioni idrauliche, orientazione delle discontinuità rispetto al versante. Qui la qualità della massa rocciosa è espressa in modo più oggettivo come RMR di base (BRMR), senza tenere conto dell'orientazione delle discontinuità rispetto al pendio. Le proprietà delle coperture (tessitura, consistenza, addensamento) sono state valutate in sito e in laboratorio, utilizzando anche, ove possibile, analisi granulometriche e dati geognostici.

Sono state così definite varie decine di ULT, la cui distribuzione areale è stata rappresentata nella Carta Litologico-Tecnica. Nei paragrafi seguenti sono descritte le caratteristiche litologico-tecniche delle unità litostratigrafiche (formazioni, membri o litofacies) affioranti nelle aree studiate. Per ciascuna unità sono riportate attraverso sigle specifiche le diverse ULT distinte: per il significato di tali sigle si vedano le figure 9, 10, 11, 12, 13.

RESISTENZA A COMPRESSIONE UNIASSIALE DELLA ROCCIA INTATTA				
Suffisso	resistenza a compressione uniassiale	Resistenza al carico puntuale	Descrizione Prove manuali	Peso RMR
r 1 - 4	25 - 200 MPa	1 - 8 MPa	ROCCIA DA ESTREMAMENTE RESISTENTE A MEDIAMENTE RESISTENTE la roccia può essere rotta con uno o più colpi di martello	4 - 15
r 5 - 6	3 - 25 MPa	<1 MPa	ROCCIA DA DEBOLE A MOLTO DEBOLE un colpo deciso con la punta del martello lascia un impronta profonda <i>oppure</i> la roccia si frantuma con un unico deciso colpo dato con la punta del martello; la roccia può essere scalfita con il coltello <i>oppure</i> può essere scalfita con difficoltà	2 - 4

DISCONTINUITA' DELL'AMMASSO				
Suffisso	Spaziatura	RQD	Descrizione	Peso RMR
d 1 - 3	> 30 cm	> 90	spaziatura da molto ampia a moderata	20 - 30
d 4 - 5	< 30 cm	< 90	spaziatura da fitta a molto fitta	5 - 10

CONDIZIONI DELLE DISCONTINUITA'		
Suffisso	Spaziatura	Peso RMR
c 1 - 3	discontinuità molto rugose, non continue, chiuse, con pareti non degradate; <i>oppure</i> discontinuità leggermente rugose, apertura < 1 mm, da lievemente ad intensamente degradate	12 - 25
c 4 - 5	discontinuità striate <i>oppure</i> discontinuità con riempimento di spessore < 5 mm <i>oppure</i> discontinuità continue con apertura di 1 - 5 mm <i>oppure</i> discontinuità con riempimento di spessore > 5 mm <i>oppure</i> discontinuità continue con apertura > 5 mm	0 - 6

ESEMPIO
A.r1-4.d1-3.c1-3 = roccia lapidea costituita da un unico litotipo non stratificato, moderatamente resistente, discontinuità con spaziatura molto ampia, leggermente rugose, apertura < 1 mm, lievemente degradate.

Fig. 9 - Suffissi utilizzati per la classificazione delle ULT A e B (Regione Toscana, 1998, 2007a, 2007b; Amministrazione Provinciale della Spezia, 2001).

RESISTENZA A COMPRESSIONE UNIASSIALE / GRADO DI CEMENTAZIONE DELL'AMMASSO		
Suffisso	resistenza a compressione della roccia	Descrizione Prove manuali
r 5 - 6	3 - 25 MPa	ROCCIA DA DEBOLE A MOLTO DEBOLE TERRENO DA MOLTO A MEDIAMENTE CEMENTATO un colpo deciso con la punta del martello lascia un impronta profonda oppure frantuma la roccia; la roccia può essere scalfita con il coltello; i clasti si isolano solo con il martello
r 7	1 - 3 MPa	ROCCIA ESTREMAMENTE DEBOLE TERRENO LIEVEMENTE CEMENTATO la roccia si spezza in blocchi con il piccone i clasti si isolano a mano

DISCONTINUITA' DELL'AMMASSO			
Suffisso	Spaziatura	RQD	Descrizione
d 1 - 3	> 30 cm	> 90	spaziatura da molto ampia a moderata
d 4 - 5	< 30 cm	< 90	spaziatura da fitta a molto fitta

CONDIZIONI DELLE DISCONTINUITA'	
Suffisso	Spaziatura
c 1 - 3	discontinuità molto rugose, non continue, chiuse, con pareti non degradate; oppure discontinuità leggermente rugose, apertura < 1 mm, da lievemente ad intensamente degradate
c 4 - 5	discontinuità striate oppure discontinuità con riempimento di spessore < 5 mm oppure discontinuità continue con apertura di 1- 5 mm oppure discontinuità con riempimento di spessore > 5 mm oppure discontinuità continue con apertura > 5 mm

ESEMPI:
C1.r5/6 = breccia clasto sostenuta, mediamente cementata, fratturazione limitata o non rilevabile.
C3.r7.d1/3.c4/5 = sabbie lievemente cementate, fratturazione con spaziatura ampia e con riempimento di spessore < 5 mm.

Fig. 10 - Suffissi utilizzati per la classificazione della ULT C (Regione Toscana, 1998, 2007a, 2007b; Amministrazione Provinciale della Spezia, 2001).

UNITA' LITOLOGICO-TECNICA: D
MATERIALI COESIVI CONSISTENTI

CONSISTENZA

Suffisso	Resistenza penetrometro tascabile	N(Spt)	Descrizione Prove manuali
s 1	> 500 kPa	> 30	TERRENO COESIVO ESTREMAMENTE CONSISTENTE Può essere scalfita con difficoltà con l'unghia del pollice
s 2	250 - 500 kPa	15 - 30	TERRENO COESIVO MOLTO CONSISTENTE Può essere scalfita con l'unghia del pollice. Non può essere modellata con le dita

DISCONTINUITA' DELL'AMMASSO

Suffisso	Descrizione
f 1	fissilità primaria
f 2	fessurazione secondaria
f 3	superfici di taglio preesistenti

ESEMPIO:
D1.s2.f2 = Limi molto consistenti fessurati.

Fig. 11 - Suffissi utilizzati per la classificazione della ULT D (Regione Toscana, 1998, 2007a, 2007b; Amministrazione Provinciale della Spezia, 2001).

RESISTENZA A COMPRESSIONE UNIASSIALE / GRADO DI CEMENTAZIONE DELL'AMMASSO

Suffisso	resistenza a compressione della roccia	Descrizione Prove manuali
r 5 - 6	3 - 25 MPa	ROCCIA DA DEBOLE A MOLTO DEBOLE TERRENO DA MOLTO A MEDIAMENTE CEMENTATO un colpo deciso con la punta del martello lascia un impronta profonda oppure frantumata la roccia; la roccia può essere scalfita con il coltello; i clasti si isolano solo con il martello
r 7	1 - 3 MPa	ROCCIA ESTREMAMENTE DEBOLE TERRENO LIEVEMENTE CEMENTATO la roccia si spezza in blocchi con il piccone i clasti si isolano a mano

DISCONTINUITA' DELL'AMMASSO

Suffisso	Spaziatura	RQD	Descrizione
d 1 - 3	> 30 cm	> 90	spaziatura da molto ampia a moderata
d 4 - 5	< 30 cm	< 90	spaziatura da fitta a molto fitta

CONDIZIONI DELLE DISCONTINUITA'

Suffisso	Spaziatura
c 1 - 3	discontinuità molto rugose, non continue, chiuse, con pareti non degradate; oppure discontinuità leggermente rugose, apertura < 1 mm, da lievemente ad intensamente degradate
c 4 - 5	discontinuità striate oppure discontinuità con riempimento di spessore < 5 mm oppure discontinuità continue con apertura di 1 - 5 mm oppure discontinuità con riempimento di spessore > 5 mm oppure discontinuità continue con apertura > 5 mm

ESEMPI:
C1.r5/6 = breccia clasto sostenuta, mediamente cementata, fratturazione limitata o non rilevabile.
C3.r7.d1/3.c4/5 = sabbie lievemente cementate, fratturazione con spaziatura ampia e con riempimento di spessore < 5 mm.

Fig. 12 - Suffissi utilizzati per la classificazione della ULT D (Regione Toscana, 1998, 2007a, 2007b; Amministrazione Provinciale della Spezia, 2001).

<i>UNITA' LITOLOGICO-TECNICA: F</i>			
MATERIALI CON CONSISTENZA LIMITATA O NULLA			
<i>STATO DI CONSISTENZA</i>			
Suffisso	Resistenza penetrometro tascabile	N(Spt)	Descrizione Prove manuali
s 3 - 4	50 - 250 kPa	4 - 15	TERRENO COESIVO DA CONSISTENTE A MODERATAMENTE CONSISTENTE Non può essere modellato con le dita <i>oppure</i> può essere modellata solo con forte pressione delle dita
s 5 - 6	< 50 kPa	< 4	TERRENO COESIVO DA POCO CONSISTENTE A PRIVO DI CONSISTENZA Può essere facilmente modellato con le dita <i>oppure</i> cede acqua se compresso con le dita
<i>TESSITURA</i>			
Suffisso	Descrizione		
t 1	presenza di frammenti lapidei di dimensioni maggiori		
t 2	presenza di frazione sabbiosa		
t 4	presenza di materiale torboso		
<i>DISCONTINUITA' DELL'AMMASSO</i>			
Suffisso	Descrizione		
f 1	fissilità primaria		
f 2	fessurazione secondaria		
f 3	superfici di taglio preesistenti		
ESEMPIO: F2.s3/4.t2 = Argille moderatamente consistenti, con presenza di frazione sabbiosa.			

Fig. 13 - Suffissi utilizzati per la classificazione della ULT F (Regione Toscana, 1998, 2007a, 2007b; Amministrazione Provinciale della Spezia, 2001).

Di seguito è riportata la legenda litologico-tecnica riassuntiva utilizzata per la realizzazione delle carte litologico-tecniche delle aree oggetto di studio. Ogni unità litologico-tecnica (UTL), relativa a substrato e coperture, è stata individuata in base ai parametri descritti precedentemente (Fig 14)

LEGENDA LITOLOGICO-TECNICA

SUBSTRATO

	B2. r1-4. d4-5. c4-5	rocce stratificate; resistenza a compressione uniassiale tra 25 e 200 MPa; spaziatura discontinuità <30 cm; discontinuità continue con apertura di 1-5 mm e talvolta con riempimento di spessore inferiore a 5 mm.
	B2. r5-6. d4-5. c4-5	rocce stratificate; resistenza a compressione uniassiale tra 3 e 25 MPa; spaziatura discontinuità <30 cm; discontinuità continue con apertura di 1-5 mm e talvolta con riempimento di spessore inferiore a 5 mm.
	B3. r1-4. d4-5. c1-3	rocce costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei (>75%) e pelitici; resistenza a compressione uniassiale tra 25 e 200 MPa ; spaziatura discontinuità <30 cm; discontinuità molto rugose, non continue, chiuse o apertura < 1mm, pareti non degradate / leggermente rugose, apert.<1mm, liev.-intensam.degradate
	B3. r1-4. d4-5. c4-5	rocce costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei (>75%) e pelitici; resistenza a compressione uniax tra 25 e 200 MPa ; spaziatura <30 cm; disc. striate/ con riemp./ cont. con ap. 1-5mm/ disc. con riemp. / disc. cont. con ap. > 5mm
	B3. r5-6. d4-5. c1-3	rocce costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei (>75%) e pelitici; resistenza a compressione uniax tra 3 e 25 MPa ; spaziatura <30 cm; disc. molto rugose, non cont., chiuse o ap.< 1mm, pareti non degr. / legg. rugose, liev.-intensam.degradate
	B3. r5-6. d4-5. c4-5	rocce costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei (>75%) e pelitici; resistenza a compressione uniax tra 3 e 25 MPa ; spaziatura <30 cm; disc. striate/ con riemp./ cont. con ap. 1-5mm/ disc. con riemp./ disc. cont. con ap. > 5mm
	B4. r1-4. d4-5. c4-5	rocce costituite da alt. di livelli lapidei (da 25 a 75%) e pelitici; resistenza a compressione uniax tra 25 e 200 MPa ; spaziatura <30 cm; disc. striate/ con riemp. / cont. con ap. 1-5mm/ disc. con riemp./ disc. cont. con ap. > 5mm
	B4. r5-6. d4-5. c4-5	rocce costituite da alt. di livelli lapidei (da 25 a 75%) e pelitici; resistenza a compressione uniax tra 3 e 25 MPa ; spaziatura <30 cm; disc. striate/ con riemp./ cont. con ap. 1-5mm/ disc. con riemp./ disc. cont. con ap. > 5mm
	C1. r5-6. d4-5. c4-5	Brecce clasto-sostenute; resistenza a compressione uniassiale compresa tra 3 e 25 Mpa; discontinuità con spaziatura da fitta a molto fitta con riempimento di spessore < 5 mm.
	C2. r5-6. d4-5. c4-5	Brecce matrice-sostenute; resistenza a compressione uniassiale compresa tra 3 e 25 Mpa; discontinuità con spaziatura da fitta a molto fitta con riempimento di spessore < 5 mm.

COPERTURA		
	E1. a3-4. t2	Ciottoli e blocchi (el. lapidei di dimens. > 60 mm); stato di addensamento sciolto; presenza di frazione sabbiosa condizionata dal regime torrentizio
	E2. a3-4. t1t2	Ghiaie e detrito (el. lapidei compresi mediamente tra 2 - 60 mm); stato di addensamento da poco addensato a sciolto; presenza di frazione sabbiosa e di frammenti di dimensione maggiore.
	E2. a3-4. t1-t3	Ghiaie e detrito (el. lapidei compresi mediamente tra 2 - 60 mm); stato di addensamento da poco addensato a sciolto; presenza di frammenti di dimensione maggiore e di frazione interstiziale coesiva.
	E3. a3-4. t1-t3	Sabbie con stato di addensamento sciolto; presenza di elementi lapidei di dimensione max 50 cm e frazione limoso - argillosa
	F1. s5-6. t1t2	Limi da poco a moderatamente consistenti; presenza di frammenti lapidei di dimensioni maggiori
	F2. s3-4. t1	Argille da poco a moderatamente consistenti; presenza di frammenti lapidei di dimensioni maggiori
	F2. s5-6. t1	Argille poco consistenti; presenza di frammenti lapidei di dimensioni maggiori
	F2. s5-6. t1t2	Argille poco consistenti; presenza di frammenti lapidei di dimensioni maggiori e di frazione sabbiosa

Fig. 14 – Legenda delle carte litologico-tecniche.

4.2 Caratteristiche litotecniche dell'area di Bolano

Nell'area di Bolano (Fig. 15) affiorano formazioni riferibili a tre unità tettoniche:

- Unità Canetolo: Argille e calcari di Canetolo;
- Unità Ottone: Flysch di Ottone;
- Unità Gottero: Arenarie di Monte Gottero.

Le unità litostratigrafiche che formano il substrato e i vari tipi di copertura (corpi di frana, depositi alluvionali e depositi antropici) rientrano rispettivamente nelle ULT B3 e B4 (substrato) ed E1, E2, E3 e F2 (coperture).

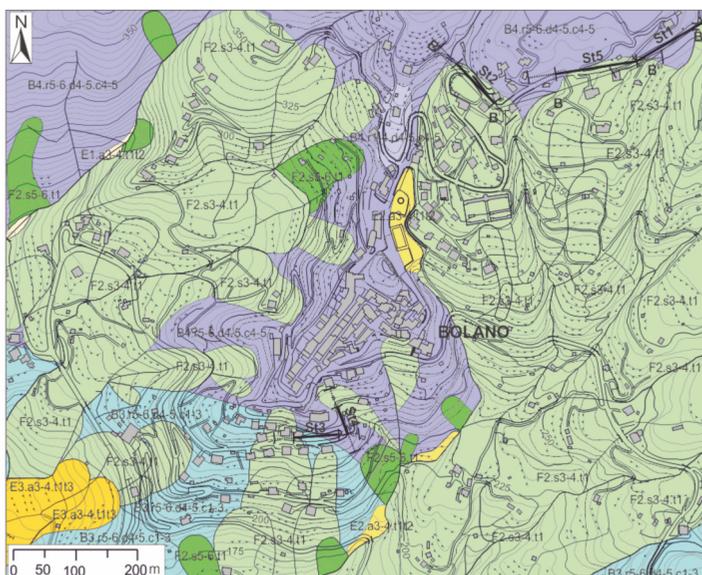


Fig. 15 – Carta litotecnica dell'area di Bolano.

Substrato

Argille e calcari di Canetolo

La formazione è composta di argilliti fogliettate con intercalazioni di calcilutiti e livelli torbiditici calcareo-marnosi. Si tratta di un'unità tipicamente complessa, in cui prevale la frazione pelitica marcatamente debole; i calcari intercalati possono raggiungere e talora superare i 25 MPa di resistenza a compressione uniassiale, senza tuttavia modificare il comportamento dell'unità stessa. Localmente si riconoscono i resti di una litofacies calcarenitica particolarmente alterata e decalcificata, caratterizzata da una densità notevolmente ridotta (ca. 2 g/cm³) e qualità meccaniche inferiori. Il grado di fratturazione è elevato; le discontinuità si presentano con apertura generalmente inferiore a 5 mm, alterate e con riempimento argilloso. Caratteristiche fisico-meccaniche un po' migliori sono state rilevate nella zona del dosso a monte del palazzo comunale, dove la resistenza a compressione uniassiale dei calcari è un po' superiore e le fratture sono più distanziate. Secondo Bieniawski (1989) la roccia può essere classificata come "scadente".

ULT: B4.r 1-4.d 4-5.c 4-5 / B4.r 5-6.d 4-5.c 4-5

Flysch di Ottone

La formazione è costituita da torbiditi calcareo-marnosi, in cui prevalgono marne e marne calcaree. La resistenza a compressione uniassiale è intor-

no a 20-25 MPA o anche inferiore; la spaziatura delle discontinuità varia tra fitta e molto fitta. Localmente si riconoscono livelli con discontinuità più spaziate e resistenza della roccia lievemente superiore, ma di scarso significato per il comportamento globale dell'ammasso. Le discontinuità si presentano con superfici degradate e aperture di circa 1 mm. Secondo Bieniawski (1989) la roccia può essere classificata tra "scadente" e "discreta".

ULT: B3.r 5-6.d 4-5.c 1-3

Arenarie di Monte Gottero

La formazione è costituita in prevalenza da torbiditi arenacee o arenaceo-pelitiche, con rari e sottili livelli pelitici. La roccia presenta una resistenza a compressione uniassiale di circa 25 MPa; le discontinuità hanno spaziatura da fitta a molto fitta e si presentano rugose, con le superfici alterate e apertura massima di circa di 1 mm. Il litotipo pelitico mostra marcati caratteri di roccia debole con spaziatura molto fitta. Secondo Bieniawski (1989) la roccia si può classificare come "scadente" o "discreta".

ULT: B3.r 5-6.d 4-5.c 1-3

Coperture

Corpi di frana

Le caratteristiche dei corpi di frana dipendono notevolmente da quelle della roccia madre.

I corpi di frana che coinvolgono le Arenarie di Monte Gottero sono costituiti da una matrice sabbiosa poco addensata con frammenti lapidei eterometrici; la matrice contiene una frazione limoso-argillosa in quantità tale da non alterare il comportamento granulare del terreno. Quasi tutti i corpi di frana che coinvolgono il Flysch di Ottone e le Argille e calcari sono costituiti da depositi caratterizzati dalla prevalenza di una matrice argilloso-limosa coesiva, tra consistente e moderatamente consistente, in cui sono dispersi elementi lapidei eterometrici. Infine, alcuni corpi di frana mostrano con consistenza limitata o nulla.

ULT: E3.a3-4.t1t3 / F2.s3-4.t1 / F2.s5-6.t1

Depositi di versante

Sono costituiti da depositi prevalentemente argilloso-limosi, con componente argillosa dominante, da moderatamente consistenti a poco consistenti.

ULT: F2.s 5-6.t1

Depositi antropici

Sono rappresentati dai materiali di riempimento lungo il Canale dei Morti e presso il palazzo comunale; si tratta di ghiaie poco addensate con frammenti lapidei di dimensioni maggiori e frazione più fine sabbiosa-

limosa; il comportamento è prevalentemente attrittivo.

ULT: E2.a3-4.t1t2

Depositi alluvionali di fondovalle

Sono rappresentati dalle alluvioni torrentizie del Rio di Panigale: materiali ciottolosi eterometrici con subordinata frazione sabbioso-limosa e comportamento attrittivo.

ULT: E1.a3-4.t1t2

4.3 Caratteristiche litotecniche dell'area di Santa Maria le Cassorane

Nell'area di Santa Maria Le Cassorane (Fig. 16) affiorano formazioni riferibili a due unità tettoniche:

- Falda Toscana: Macigno, Marne di Marmoreto;
- Unità Canetolo: Argille e calcari di Canetolo, Arenarie di Ponte Bratica.

Le unità litostratigrafiche che formano il substrato e i vari tipi di copertura (corpi di frana, depositi detritici, depositi alluvionali terrazzati, depositi alluvionali di fondovalle) rientrano rispettivamente nelle ULT B2, B3 e B4 (substrato) ed E1, E2, E3, F1 e F2 (coperture).

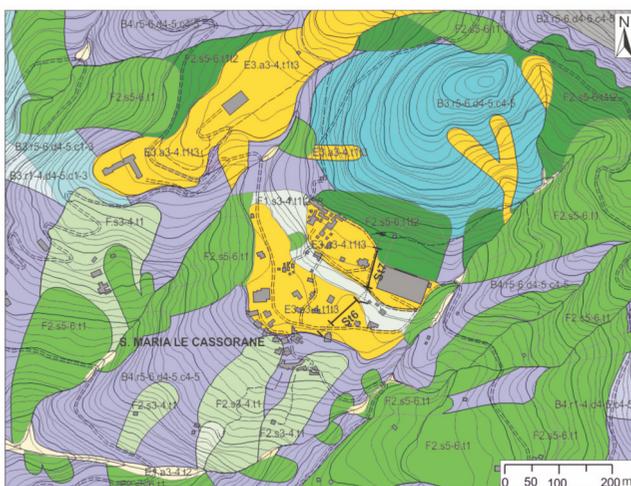


Fig. 16 - Carta litologico-tecnica dell'area di Santa Maria Le Cassorane.

Substrato

Macigno

La formazione è costituita da torbiditi prevalentemente arenacee in stra-

ti spessi e molto spessi con sporadici intervalli pelitici. Nella zona a NW dell'abitato la roccia affiora sporadicamente e mostra alterazione e fratturazione marcate. I test eseguiti hanno dato una resistenza a compressione uniassiale sempre inferiore a 20 MPa. Le discontinuità, da leggermente rugose a rugose, hanno spaziatura da fitta a molto fitta, apertura di ca. 1 mm e talvolta riempimento sabbioso-limoso. Secondo Bieniawski (1989) la qualità della roccia può essere definita da "scadente" a "discreta".

ULT: B2.r 5-6.d 4-5.c 4-5

Marne di Marmoreto

La formazione è costituita da siltiti marnose e marne siltose marcatamente fissili con sporadiche intercalazioni di arenaria, affioranti lungo la S.P. per Villagrossa. Si tratta di rocce deboli che solo negli intervalli più competenti hanno una resistenza a compressione uniassiale che si avvicina a 25 MPa. Le discontinuità hanno spaziatura da fitta a molto fitta, con apertura inferiore a 1 mm, leggermente rugose e molto alterate, talvolta con riempimento argilloso. In alcune aree ristrette la formazione esibisce una resistenza a compressione intorno a 35 MPa, mentre le altre proprietà restano pressoché invariate. Secondo Bieniawski (1989) la roccia può essere definita "scadente"

ULT: B3.r5-6.d4-5.c1-3 / B3.r1-4.d4-5.c1-3

Argille e calcari di Canetolo

La formazione è costituita da argilliti fogliettate con intercalazioni calcilutitiche e livelli torbidity calcareo-marnosi. Si tratta di un'unità complessa in cui prevale la componente pelitica, marcatamente debole; la resistenza a compressione uniassiale degli strati calcarei può superare i 50 MPa, senza tuttavia influire in modo significativo sul comportamento globale dell'unità, se non localmente. Le discontinuità mostrano superfici alterate e spaziatura da fitta a molto fitta, con apertura tra 1 e 5 mm e talvolta superiore. Le aperture si possono generalmente inserire nella categoria c4-5, si presentano spesso alterate e talvolta con aperture superiori ai 5 mm. Localmente, lungo la mulattiera ad est del paese, la formazione presenta qualità meccaniche un po' migliori. Secondo Bieniawski (1989) la qualità della roccia si può definire "scadente".

ULT: B4.r5-6.d4-5.c4-5 / B4.r1-4.d4-5.c4-5

Arenarie di Ponte Bratica

La formazione è costituita da torbidity arenaceo-pelitiche, rappresentate da un'alternanza regolare di arenarie fini e siltiti o, più raramente argilliti. Si tratta di un'unità complessa in cui la frazione lapidea e quella pelitica

sono in proporzioni simili. L'arenaria mostra una resistenza a compressione uniassiale tra 15 e 25 MPa (roccia debole), mentre la siltite è ancor più debole. Le discontinuità, da mediamente a molto alterate, hanno spaziatura da fitta a molto fitta e apertura spesso superiore a 1 mm. Secondo Bieniawski (1989) la roccia è "scadente".

ULT: B3.r5-6.d4-5.c4-5

Coperture

Corpi di frana

I corpi di frana sono costituiti in prevalenza da argille limose da poco consistenti a moderatamente consistenti, inglobanti elementi lapidei calcarei; localmente tali coperture presentano una frazione sabbiosa secondaria. I corpi di frana sovrastanti la formazione delle Arenarie di Ponte Bratica, si presentano come sabbie poco addensate al cui interno sono dispersi frammenti litoidi arenacei.

ULT: F2.s5-6.t1 / F2.s5-6.t1t2 / F2.s3-4t1 / E3.a3-4t1t3

Depositi di versante

Le caratteristiche dei depositi di versante dipendono fortemente da quelle della roccia madre. Nella zona del paese sono costituiti prevalentemente da limo argilloso poco consistente, a cui è associata una frazione sabbiosa; al suo interno si trovano elementi lapidei prevalentemente calcarei. I corpi detritici derivanti dalle Argille e calcari di Canetolo sono costituiti prevalentemente da argille limose poco consistenti contenenti frammenti lapidei calcarei. Nella zona di contatto tra le Argille e calcari di Canetolo e le Arenarie di Ponte Bratica gli accumuli detritici sono ancora costituiti da argille limose, ma contengono una frazione sabbiosa più abbondante; gli elementi lapidei inglobati sono sia calcarei che arenitici. Nella zona sotto il paese i depositi detritici sono composti in prevalenza di argille limose con elementi lapidei dispersi nella matrice e mostrano una maggior consistenza rispetto alle altre aree, infine, tra i due terrazzi alluvionali a ridosso dell'abitato sono presenti limi argillosi moderatamente consistenti con all'interno frammenti lapidei di dimensioni maggiori.

ULT: E3.a3-4-t1t3 / F1.s3-4t1t2 / F2.s3-4.t1 / F2.s5-6.t1 / F2.s5-6.t1t2

Depositi alluvionali terrazzati

Su questi depositi, che a luoghi raggiungono spessori superiori a 9 m, giacciono il paese e la zona del cimitero; sono costituiti da sabbie poco addensate, limi e ghiaie in proporzioni variabili. Il grado di addensamento è basso.

ULT: E3.a3-4.t1t3

Depositi alluvionali di fondovalle

Sono situate lungo il Canale del Bessorio e il Canale del Ponte e sono costituite in prevalenza da ciottoli e blocchi prevalentemente arrotondati, con scarsa quantità di frazione sabbiosa. Il materiale è generalmente sciolto o poco addensato.

ULT: E1.a3-4.t2

4.4 Caratteristiche litotecniche dell'area di Villagrossa

Nell'area di Villagrossa (Fig. 17) affiorano formazioni riferibili a tre unità tettoniche:

- Falda Toscana: Macigno, Marne di Marmoreto;
- Unità Canetolo: Argille e calcari di Canetolo, Calcari di Groppo del Vescovo;
- Unità Ottone: Flysch di Ottone con intercalazioni di Argilliti di Monte Veri.

Le unità litostratigrafiche che formano il substrato e i vari tipi di copertura (corpi di frana, depositi colluviali, depositi alluvionali e depositi antropici) rientrano rispettivamente nelle ULT B2, B3 e B4 (substrato) ed E1, E2 ed F2 (coperture).

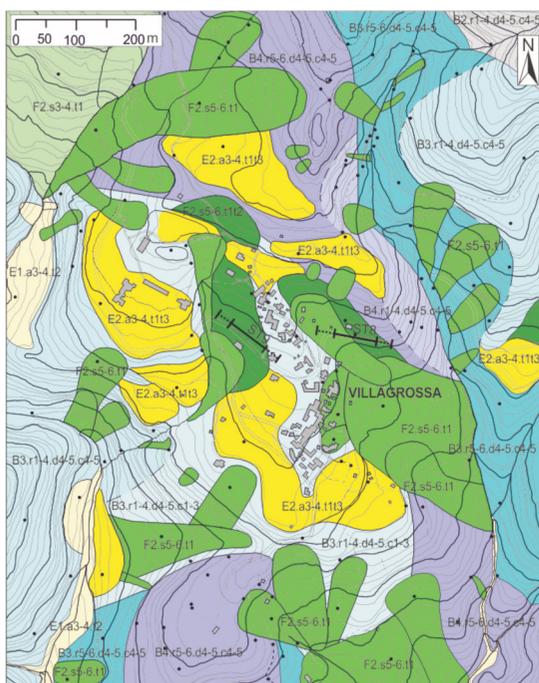


Fig. 17 – Carta litotecnica dell'area di Villagrossa.

Substrato

Macigno

La formazione è costituita da torbiditi prevalentemente arenacee in strati da spessi a molto spessi con sporadici intervalli pelitici. La roccia presenta valori di resistenza a compressione uniassiale di 35-40 MPa; le discontinuità, con spaziatura fitta e apertura di pochi mm, presentano pareti rugose e da lievemente a molto alterate, con riempimento sabbioso-limoso, ove presente. L'ammasso roccioso può essere classificato tra "scadente" e "discreto" (Bieniawski, 1989).

ULT: B2.r1-4.d4-5.c4-5

Marne di Marmoreto

La formazione è costituita da siltiti marnose e marne siltose marcatamente fissili con sporadiche intercalazioni di arenaria e affiora lungo il Canale Bandita. Gran parte della roccia si presenta marcatamente debole, tranne alcuni livelli lapidei, che mostrano una resistenza a compressione uniassiale media di circa 45 MPa. Le discontinuità hanno spaziatura da fitta a molto fitta, con apertura di 1-5 mm, sono umide e da lievemente a molto alterate. In zone più limitate la roccia si presenta di qualità leggermente migliore, con discontinuità meno fitte e asciutte. L'ammasso roccioso può essere definito "scadente" (Bieniawski, 1989).

ULT: B3.r1-4.d4-5.c4-5 / B3.r5-6.d4-5.c4-5

Argille e calcari di Canetolo

La formazione rientra tra le unità complesse a prevalente componente pelitica ed è costituita in gran parte da argilliti fissili, con resistenza a compressione uniassiale generalmente inferiore a 25 MPa bassa (roccia debole); discontinuità da fitte a molto fitte con apertura tra 1 e 5 mm e riempimento coesivo. Alle argilliti sono intercalati livelli di calcilutiti e di calcareniti, che esibiscono valori di resistenza a compressione uniassiale intorno a 50 MPa (roccia mediamente resistente). L'ammasso roccioso può essere classificato come "scadente" (Bieniawski, 1989).

ULT: B4.r1-4.d4-5.c4-5 / B4.r5-6.d4-5.c4-5

Calcari di Groppo del Vescovo

La formazione è costituita da torbiditi calcareo-marnose in sequenze più o meno complete e strati calcarei e calcareo marnosi di spessore variabile, alternate a livelli pelitici. A seconda delle litofacies affioranti, la resistenza a compressione uniassiale può essere compresa tra 25 e 50 MPa

(roccia da debole a mediamente resistente), avvicinarsi ai 100 MPa (roccia resistente) o superarli notevolmente nelle bancate calcarenitiche (roccia molto resistente). Le discontinuità hanno spaziatura da moderata a fitta o molto fitta, con apertura che da 1-5 mm possono raggiungere o superare i 5 cm; le pareti sono in genere leggermente alterate, con riempimento spesso coesivo. Secondo Bieniawski (1989) la qualità dell'ammasso roccioso è prevalentemente "scadente".

ULT: B3.r1-4.d4-5.c4-5 / B3.r1-4.d4-5.c1-3

Flysch di Ottone

La formazione affiora lungo il Canale Grosso ed è costituita da torbiditi calcareo-marnose, in cui prevalgono marne e marne calcaree. In destra del torrente la roccia ha una resistenza a compressione uniassiale compresa tra 25 e 50 MPa; le discontinuità hanno spaziatura fitta e apertura di pochi millimetri; le pareti sono da moderatamente a molto alterate; è frequente un riempimento di materiale coesivo. In sinistra del torrente le caratteristiche sono sostanzialmente le stesse; le discontinuità sono più regolari e con spaziatura un po' più fitta. La qualità dell'ammasso roccioso può essere definita "scadente" (Bieniawski, 1989).

ULT: B3.r1-4.d4-5.c4-5 / B3.r5-6.d4-5.c4-5

Argilliti di Monte Veri

Questo membro del Flysch di Ottone affiora in località S. Antonio. Le argilliti, rocce tipicamente deboli, hanno valori di resistenza a compressione uniassiale inferiori ai 20 MPa e talvolta inferiori a 10 MPa. Questo limite, in particolare, tende ad abbassarsi notevolmente quando il test viene eseguito su roccia bagnata, successivamente alle precipitazioni. I sistemi di discontinuità hanno spaziatura da fitta a molto fitta fratturazione che presenta spaziature da 15 a 5 cm. Le discontinuità presentano aperture comprese tra 1-5 mm, con riempimento di tipo coesivo. L'ammasso roccioso può essere definito "scadente" (Bieniawski, 1989).

ULT: B4.r5-6.d4-5.c4-5

Coperture

Corpi di frana

Le caratteristiche dei corpi di frana sono molto legate a quelle della roccia madre. I corpi di frana attiva sono costituiti in prevalenza da materiale argilloso-sabbioso, contenente clasti lapidei eterometrici dispersi nella massa; consistenza o addensamento sono molto bassi o nulli. I corpi di frana quiescente hanno composizione simile, ma mostrano uno stato di consistenza/addensamento leggermente superiore. Gli accumuli di frana

per crollo hanno granulometria grossolana (dalle ghiaie ai blocchi, ma in prevalenza fra 2 e 60 mm); il materiale si presenta sciolto, con frazione interstiziale sabbiosa.

ULT: F2.s3-4.t1 / F2.s5-6.t1 / E1.a3-4.t2)

Depositi di versante

La composizione è legata a quella della roccia madre; sono formati in prevalenza da materiale argilloso-sabbioso, inglobante clasti lapidei eterometrici dispersi. La consistenza è generalmente moderata.

ULT: F2.s5-6.t1t2

Depositi alluvionali terrazzati

Sono costituiti da materiale lapideo polimittico ed eterometrico (ciottoli e ghiaie) con matrice sabbioso-argillosa. Il deposito varia da poco addensato a sciolto.

ULT: E2.a3-4.t1t3

Depositi alluvionali di fondovalle

Comprendono le alluvioni torrentizie attuali lungo gli alvei del canale Grosso e del canale Borseda. Questi depositi sono sciolti e caratterizzati da un ampio *range* granulometrico (sabbia, ghiaia, ciottoli e blocchi), con matrice interstiziale in quantità variabile.

ULT: E1.a3-4.t2

4.5 Caratteri geomeccanici degli ammassi rocciosi di Debeduse

Nell'area di Debeduse (Fig. 18) affiorano unità litostratigrafiche riferibili a un'unica unità tettonica:

- Unità Ottone: Complesso di Casanova (Arenarie ofiolitiche, Breccie a prevalenti elementi calcarei, Breccie a prevalenti elementi di granitici), Flysch di Ottone.

Le unità litostratigrafiche che formano il substrato e i vari tipi di copertura (corpi di frana, depositi detritici, depositi alluvionali di fondovalle) rientrano rispettivamente nelle ULT B3, C1 e C2 (substrato) ed E2, E3 ed F2 (coperture).

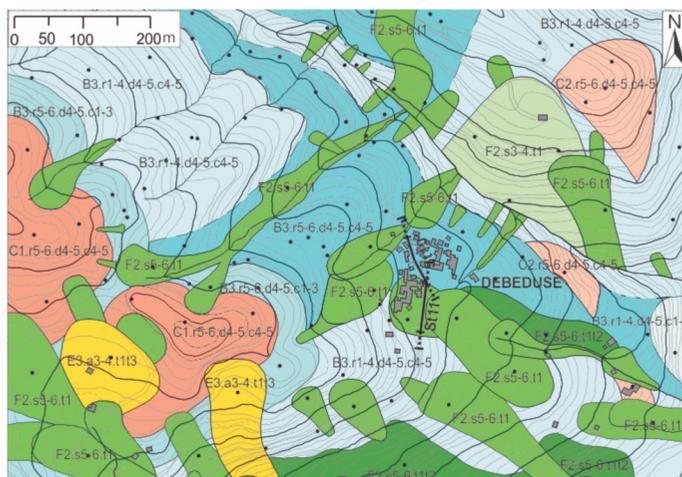


Fig. 18 – Carta litotecnica dell'area di Debeduse.

Substrato

Brecce a prevalenti elementi calcarei

Formano il substrato alla sommità del M. Poggia e sono costituite da brecce polimittiche ed eterometriche clasto-sostenute e, sotto l'abitato di Debeduse, matrice-sostenute, con matrice argilloso-sabbiosa poco consistente. La resistenza della roccia rientra nel campo delle rocce deboli. Le discontinuità, da fitte e molto fitte, da chiuse ad aperte, mostrano con maggior frequenza aperture minori di 5 mm, con riempimento argilloso.

ULT: C1.r5-6.d4-5.c4-5 / C2.r5-6.d4-5.c4-5

Brecce a prevalenti elementi granitici (Flysch di Ottone)

Affiorano sotto l'abitato di Debeduse e sul colle interposto tra Villagrossa e Debeduse. Sono costituite da brecce matrice-sostenute oligo o monomittiche eterometriche con matrice arenitica. La roccia è debole; le discontinuità, da fitte a molto fitte e persistenti, mostrano pareti rugose, lievemente alterate, aperture inferiori a 5 mm e riempimento sabbioso-argilloso.

ULT: C2.r5-6.d4-5.c4-5

Arenarie ofiolitiche

Si tratta di torbiditi arenacee a grana media o grossolana con intervalli pelitici. La roccia, da debole a mediamente resistente, presenta discontinuità da fitte a molto fitte, poco alterate, da leggermente rugose a molto rugose, mediamente persistenti, da chiuse a semiaperte, asciutte o umide. Secondo Bieniawski (1989) l'ammasso roccioso può essere definito "scadente".

ULT: B3.r5-6.d4-5.c1-3

Flysch di Ottone

Si tratta di torbiditi calcareo-marnose grigie con base calcarenitica o litoarenitica in strati da sottili a medi. La roccia, da debole a mediamente resistente, è intersecata da discontinuità con spaziatura da fitta a molto fitta e persistenza da media ad alta; le pareti delle discontinuità sono prevalentemente lisce o leggermente rugose, da poco a moderatamente alterate, umide o talvolta bagnate; l'apertura è generalmente compresa tra 1-5 mm, con riempimento argilloso-sabbioso. L'ammasso roccioso può essere classificato da "scadente" a "molto scadente".

ULT: B3 r1-4 d4-5 c4-5 / B3r5-6 d4-5 c4-5

Coperture

Corpi di frana

La composizione degli accumuli di frana è legata alle caratteristiche della roccia madre ed è piuttosto eterogenea; prevalgono i depositi sabbiosi e quelli argillosi, con dispersi clasti lapidei eterometrici arenacei o calcareo-marnosi. Il grado di addensamento /consistenza varia tra basso e moderato ed è minore nei corpi di frana attiva.

ULT: F2.s3-4.t1 / F2.s5-6.t1 / E3.a3-4.t1t3

Depositi di versante

Le caratteristiche sono legata a quelle della roccia madre e non sono molto diverse da quelle dei corpi di frana. Prevalgono gli accumuli argilloso-limosi, in cui si trovano, in quantità variabile, clasti lapidei eterometrici arenacei o calcareo-marnosi e presenza di frazione sabbiosa. Il grado di consistenza è generalmente basso.

ULT: F2.s5-6.t1t2

Depositi alluvionali di fondovalle

Si trovano lungo il corso del torrente Frugarolo, dove sono costituiti prevalentemente da ghiaie eterometriche riferibili al Flysch di Ottone; in subordine sono presenti sabbie e blocchi anche metrici. Il deposito è generalmente sciolto.

ULT: E2.a3-4.t1t2

5. INDAGINI GEOGNOSTICHE

5.1 Prospezioni sismiche a rifrazione

Per caratterizzare i diversi litotipi sulla base della velocità di propagazione delle onde sismiche P e SH, per definire il loro spessore e per rico-

struire il loro assetto geologico-strutturale, è stato necessario integrare i dati di superficie, ottenuti con le campagne di rilevamento, con quelli derivanti dalle prospezioni geofisiche. La metodologia adottata è stata quella della sismica a rifrazione, che risponde meglio ai criteri di economicità e consente un soddisfacente livello di conoscenza in relazione alle condizioni locali, dove si prevedevano sismostrati a densità crescente con la profondità (coperture, substrato più o meno alterato, substrato integro).

Sono state eseguite 11 prospezioni, variamente suddivise nei due comuni oggetto d'indagine, per un totale di 878 m di stese. In particolare, nel comune di Bolano sono state eseguite 5 prospezioni per un totale di 464 m; nel comune di Calice al Cornoviglio 6 prospezioni (2 a Villagrossa, 2 a Santa Maria le Cassorane e 2 a Debeduse) per un totale di 414 m. L'andamento dei rifrattori e le profondità descritte di seguito per ciascun profilo sono in genere quelle derivanti dalle interpretazioni dei sismogrammi relativi alle onde P o mediati con quelli relativi alle onde SH: nei casi in cui si sia fatto riferimento alle onde SH, sulle sezioni è riportato anche l'andamento del rifrattore secondo le onde P.

Bolano

In questa località sono state fatte cinque stese sismiche (ST1, ST2, ST3, ST4, ST5).

Nell'area a NW del paese vecchio sono stati predisposti gli stendimenti ST1, ST2, ST5. I tre stendimenti hanno fornito le seguenti indicazioni, come si può osservare dalla Fig. 19:

- sono state definite le velocità del substrato roccioso costituito dalla formazione delle Argille e calcari di Canetolo: V_p compresa tra 2000 e 3130 m/s; V_s tra 980 e 1320 m/s (probabilmente la sua variabilità dipende sia dal grado di fratturazione e di alterazione sia dalla quantità degli interstrati calcarei);
- sono state definite le velocità delle Argille e calcari di Canetolo coinvolte in una DGPV: V_p compresa tra 900 e 1900 m/s; V_s tra 470 e 680 m/s;
- è stata stimata la profondità della porzione superiore della DGPV.

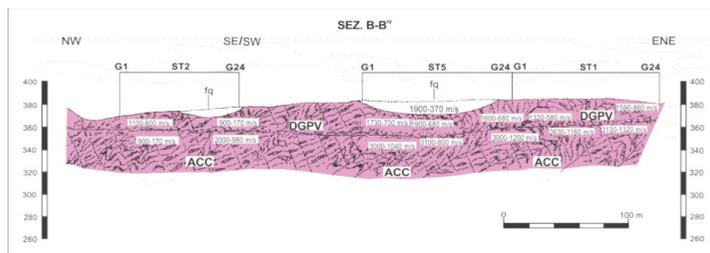


Fig. 19 – Sezione geologica B-B'IV con indicate le stese sismiche (ST), la dislocazione e il numero dei geofoni (G1-G24), i valori delle velocità delle onde sismiche (V_p e V_s).

Nell'area meridionale del paese vecchio, sui tornanti che portano al paese, sono stati predisposti gli stendimenti ST3, ST4 che hanno fornito le seguenti indicazioni:

il corpo di frana lungo la ST4 ha uno spessore di circa 10 m e una velocità delle onde P di 1200 m/s e delle SH di 570 m/s;

lungo la ST3 si ha un cambio di velocità in corrispondenza del passaggio dalla formazione delle Argille e calcari di Canetolo (V_p 1940 e V_s 900 m/s) a quella del Flysch di Ottone (V_p 2500 e V_s 1020); anche in questo caso si può imputare una relativa bassa velocità di propagazione delle onde sismiche nel substrato sia al grado di fratturazione e di alterazione sia alla quantità degli interstrati calcarei nelle Argille e calcari di Canetolo, che sono a loro volta coinvolte in una DGPV.

Santa Maria le Cassorane

In questa località sono state eseguite due stese sismiche (ST6 e ST7), che hanno fornito le seguenti indicazioni, come si può osservare dalla Fig. 20:

il terrazzo alluvionale posto a quota più alta ha uno spessore di circa 20 m e velocità delle onde P comprese tra 1850 e 1190 m/s e delle onde SH comprese tra 540 e 515 m/s;

il terrazzo alluvionale posto a quota più bassa ha uno spessore di circa 10 m e velocità delle onde P comprese tra 750 e 420 m/s e delle onde SH comprese tra 380 e 330 m/s;

il substrato costituito dalle Argille e calcari di Canetolo è caratterizzato da V_p comprese tra 3025 e 2100 m/s e da V_s comprese tra 1280 e 580 m/s; una tale diversità della velocità di propagazione può essere imputata sia al grado di fratturazione e di alterazione sia alla quantità degli interstrati calcarei nelle Argille e calcari di Canetolo.

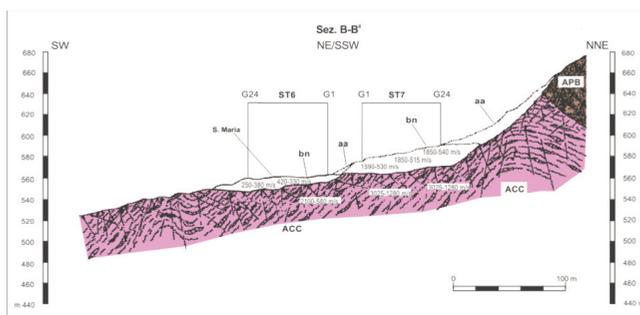


Fig. 20 – Sezione geologica B-B' con indicate le stese sismiche (ST), la dislocazione e il numero dei geofoni (G1-G24), i valori delle velocità delle onde sismiche (V_p e V_s).

Villagrossa

In questa località sono state realizzate due stese sismiche (ST8 e ST9), che hanno fornito le seguenti indicazioni, come si può osservare dalle sezioni geologiche di Fig. 21:

lungo la stesa sismica ST8 è stato possibile definire lo spessore del detrito (7-8 m) e la velocità delle onde P (950 m/s) e delle onde SH 500 m/s);

lungo lo stesso stendimento è stato possibile determinare lo spessore della frana (<10 m) e la velocità delle onde P (tra 1360 e 1100 m/s) e delle onde SH (500 m/s);

sempre su ST8 è stato individuato, al di sotto della copertura, il contatto tra le Argille e calcari di Canetolo e i Calcari di Groppo del Vescovo e le velocità di propagazione delle onde sismiche: per la prima formazione si hanno V_p pari 1975 m/s e V_s pari a 880 m/s; per la seconda V_p comprese tra 3050 e 2970 m/s e V_s comprese tra 1080 e 900 m/s;

lungo lo stendimento ST9 le coperture (detriti e corpi di frana) hanno uno spessore di circa 10 m e velocità delle onde P (tra 1290 e 850 m/s) e delle onde SH (tra 750 e 700 m/s);

lungo lo stesso stendimento il substrato costituito dai Calcari di Groppo del Vescovo ha una velocità assai bassa (V_p tra 2300 e 2890 m/s e V_s tra 1650 e 1300 m/s), probabilmente imputabile alla fratturazione, all'alterazione e forse al carsismo.

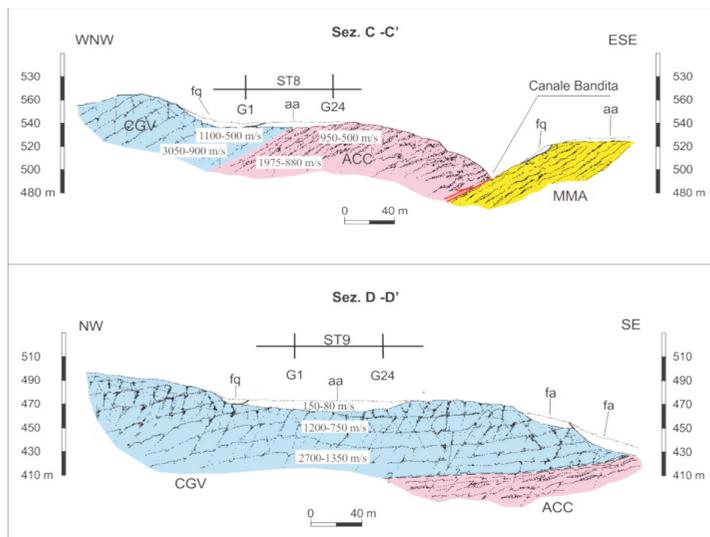


Fig. 21 – Sezioni geologiche D-D' e C-C' con indicate le stese sismiche (ST), la dislocazione e il numero dei geofoni (G1-G24), i valori delle velocità delle onde sismiche (V_p e V_s).

Debeduse

In questa località sono state realizzate due stese sismiche (ST10 e ST11), che hanno fornito le seguenti indicazioni, come si può osservare dalla sezione geologica B-B^{III} di Fig. 22.

lungo la stese ST10 e ST11 si incontra un sismostrato di 10-15 m di spessore con VP comprese tra 1050 e 950 m/s e Vs comprese tra 550 e 400 m/s; mentre per la ST10 i valori di velocità non sono congruenti con il substrato affiorante, probabilmente imputabili ad una roccia estremamente degradata; per la ST11 invece i valori di velocità sono compatibili con l'accumulo di frana evidenziato;

il substrato costituito dal Flysch di Ottone ha una velocità di propagazione delle onde P compresa tra 1900 e 1800 m/s e delle onde SH compresa tra 700 e 630 m/s); tali valori, piuttosto bassi se riferiti ad un litotipo prevalentemente calcareo ed integro, sono con tutta probabilità imputabili alla fratturazione, all'alterazione ed anche ad una componente marnosa della formazione

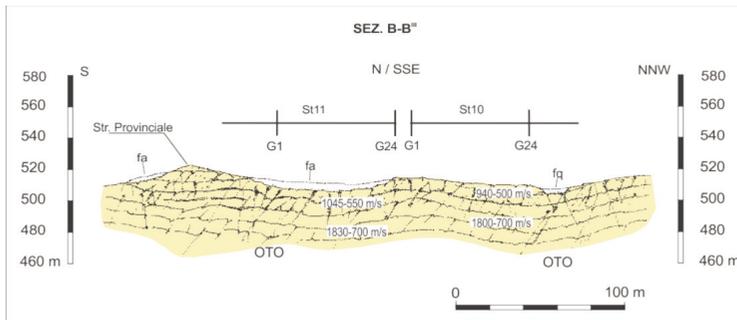


Fig. 22 – Sezione geologica B-B^{III} con indicate le stese sismiche (ST), la dislocazione e il numero dei geofoni (G1-G24), i valori delle velocità delle onde sismiche (Vp e Vs).

6. CARTA DELLE ZONE A MAGGIORE PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE

Una volta completate le attività di rilevamento geologico, geomorfologico e litologico-tecnico (con i relativi elaborati) e le indagini sismiche a rifrazione, per ogni centro abitato è stata realizzata una carta di sintesi, la Carta delle Zone a Maggiore Pericolosità Sismica Locale (ZMPSSL), la cui legenda è rappresentata in Fig. 23. In particolare, tale carta, attraverso le informazioni essenziali rappresentate nelle altre cartografie realizzate, suddivide il territorio in aree suscettibili di amplificazione sismica, considerando le seguenti tipologie di situazioni e possibili effetti (Tab. 2).

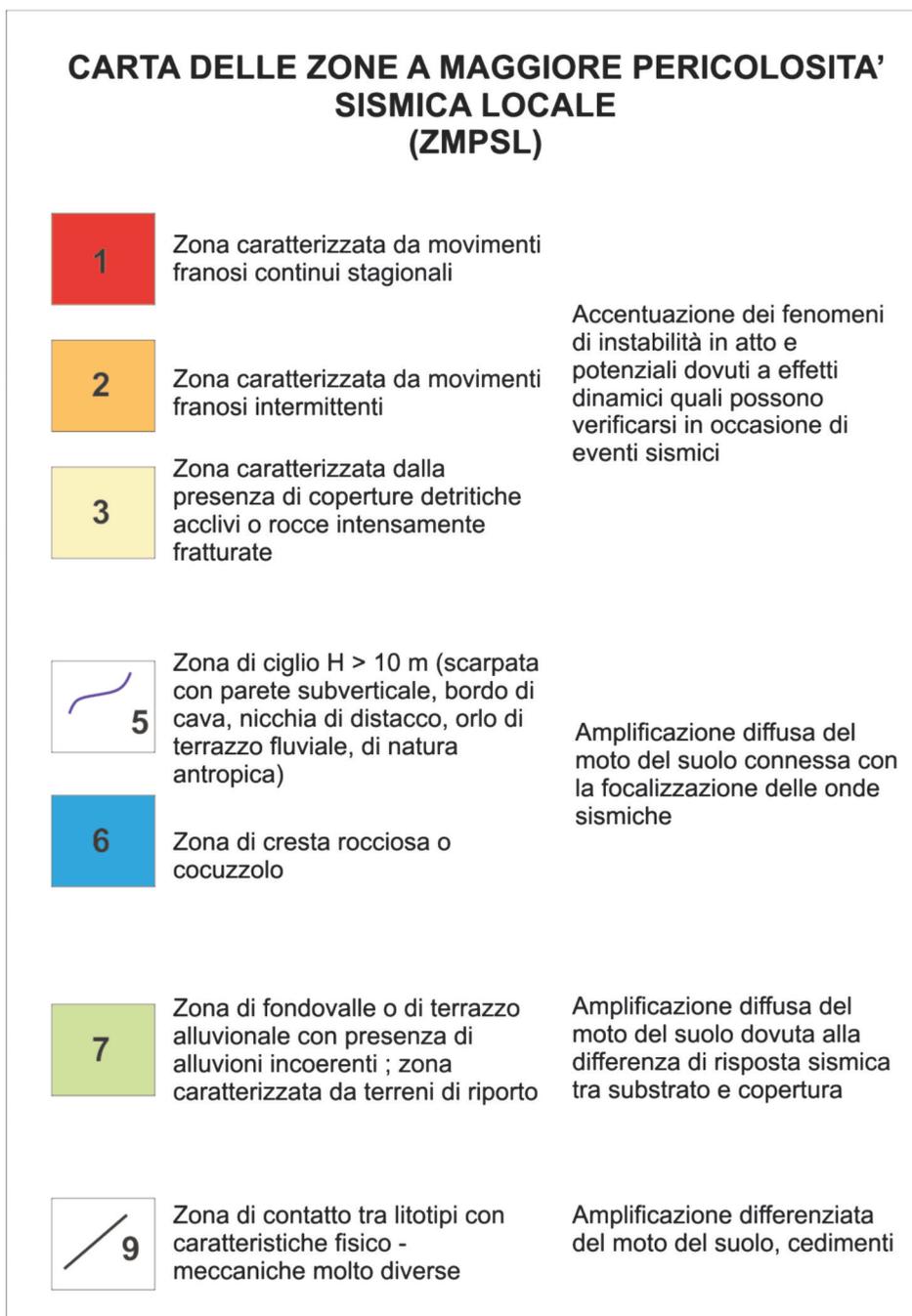


Fig. 23 – Legenda della Carta delle Zone a Maggiore Pericolosità Sismica Locale (ZMPSL).

Tipologia	Possibile effetto
Zona caratterizzata da movimenti franosi continui o stagionali Zona caratterizzata da movimenti franosi intermittenti Zona caratterizzata da coperture detritiche acclivi o rocce intensamente fratturate	Accentuazione dei fenomeni d'instabilità dovuta ad effetti dinamici
Zona con terreni di fondazione scadenti (riporti poco addensati, terreni granulari fini saturi)	Cedimenti diffusi e fenomeni di liquefazione
Zona di ciglio con $H > 10$ m (scarpata subverticale, ciglio di cava, nicchia di distacco di frana, orlo di terrazzo fluviale, scarpata antropica) Zona di cresta rocciosa, cocuzzolo	Amplificazione diffusa del moto del suolo, connessa con la focalizzazione delle onde sismiche
Zona di fondovalle in alluvioni incoerenti Zona di falda o cono di detrito o deiezione	Amplificazione diffusa del moto del suolo, connessa con la differenza di risposta sismica tra substrato e copertura
Zona di contatto tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse	Amplificazione differenziata del moto del suolo, cedimento

Tab. 2 – Tipologia delle possibili amplificazioni e relativi effetti.

È opportuno precisare che le zone cartografate, di validità areale e non puntuale, non sono ordinate secondo criteri di pericolosità crescente e non sono riferibili ad un livello di pericolosità determinato; infatti, ciascuna di esse è caratterizzata da una particolare identità, in relazione alle caratteristiche geologiche, geomorfologiche e litotecniche, nonché a quelle dell'evento sismico stesso.

Di seguito, sono descritte e commentate sinteticamente le carte a maggior pericolosità sismica locale, realizzate per le zone indagate.

6.1 Bolano

La carta delle zone a maggior pericolosità sismica locale (ZMPSL) di Bolano individua aree estese, che potranno essere soggette, in caso di terremoto, a fenomeni di accentuazione degli effetti sismici, di tipologia variabile (Fig. 24).

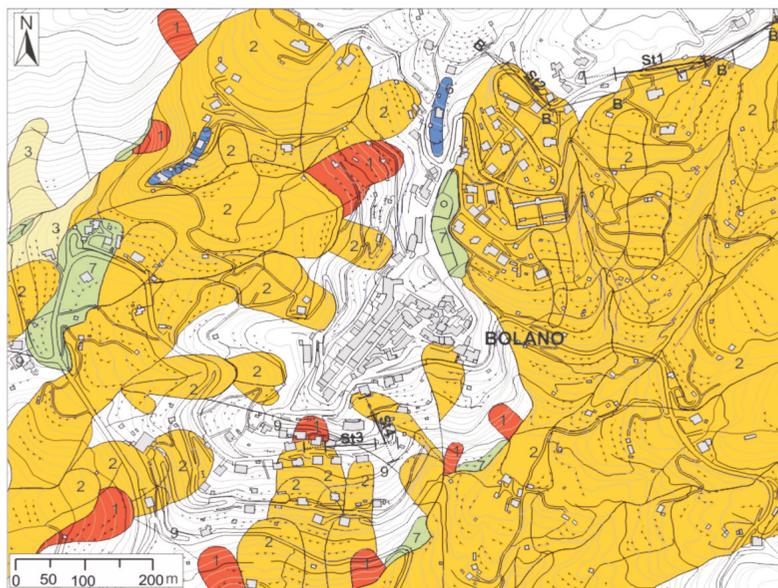


Fig. 24 – Carta delle ZMPSL dell'area di Bolano

In particolare, è notevolmente rappresentata la categoria delle frane, ove potrebbe verificarsi un'accentuazione dei fenomeni d'instabilità, sia come accelerazione del movimento, sia come riattivazione. L'attività continua o stagionale di alcune di esse è poco diffusa e localizzata quasi esclusivamente all'esterno al centro abitato. Sono invece arealmente molto rappresentati i movimenti franosi intermittenti, ubicati a ovest ed est del paese, dove si rileva un'importante vulnerabilità per la presenza di numerosi edifici di civile abitazione e lunghi tratti di viabilità con le relative infrastrutture.

Si ricorda inoltre la presenza, al margine ovest dell'area indagata, di una zona ove affiorano terreni con caratteristiche meccaniche scadenti, rappresentati prevalentemente da depositi detritici e in subordine da materiali di riporto; in tali aree, potenzialmente soggette a fenomeni franosi in caso di sisma, ricadono alcuni edifici.

Localmente, sono state individuate aree (zone di ciglio di scarpata) che

potrebbero essere soggette a fenomeni di amplificazione diffusa del moto del suolo, connessa con la focalizzazione delle onde sismiche. Esse si localizzano lungo i versanti occidentale e orientale del centro abitato (zona Castello) e in alcuni punti più punti del grande movimento franoso a est del paese. Sono state inoltre mappate due zone di cresta rocciosa, ubicate lungo il crinale a nord del paese e nella zona di Panicale.

In varie località (fra cui Panigale e zona Castello), inoltre, sono state messe in evidenza alcune aree, ove sono presenti spessori significativi di materiali sciolti, riferibili in prevalenza a terreni di riporto e in subordine a depositi alluvionali, dove in caso di terremoto potrebbero verificarsi fenomeni di amplificazione diffusa, legata alla diversa risposta sismica tra substrato roccioso e copertura.

Infine sono state messe in evidenza anche zone in cui si localizzano contatti fra litotipi con un marcato contrasto di proprietà fisico-meccaniche, che possono determinare fenomeni di amplificazione differenziata e cedimenti; si ricordano i contatti fra Argille e calcari di Canetolo e Flysch di Ottone e tra Flysch di Ottone e Arenarie di Monte Gottero.

6.2 *Santa Maria le Cassorane*

La carta delle ZMPSL realizzata per la zona di Santa Maria le Cassorane mette in evidenza numerose ed estese aree in cui potrebbero verificarsi fenomeni di accentuazione degli effetti sismici, di tipologia variabile (Fig. 25).

Alcune frane a carattere intermittente sono ubicate in prossimità dell'abitato dove per la presenza di alcuni edifici, si ha un elevato grado di vulnerabilità. Altre frane invece continue o stagionali, ubicate ai margini nord e sud dell'area indagata e relativamente distanti dal centro abitato, interessano un'area con vulnerabilità medio-bassa. Le due aree quindi, pur interessate da possibili riattivazioni di frana, in caso di scuotimento sismico, avrebbero un diverso impatto sul territorio a causa della loro diversa vulnerabilità. Significativa inoltre la presenza di coperture detritiche acclivi con scadenti qualità fisico-meccaniche, ubicate sia nella zona del centro abitato, sia in aree più distanti, che in caso di sisma potrebbero essere interessate dall'attivazione di nuovi fenomeni franosi.

Zone di ciglio si localizzano in corrispondenza della scarpata di valle del terrazzo alluvionale, su cui sorge gran parte del paese; altre scarpate sono ubicate in alcuni corsi d'acqua, come il Canale del Ponte: si tratta di aree che possono essere soggette a fenomeni di amplificazione diffusa del moto del suolo, connessa con la focalizzazione delle onde sismiche. Fenomeni analoghi possono verificarsi nelle zone di cresta rocciosa o cocuzzolo, come quella lungo il crinale a est di Santa Maria oppure più a

nord, a quota 768,0 m.

Infine, sono state messe in evidenza alcune aree caratterizzate dalla presenza di depositi alluvionali di estensione e spessore significativi, ove potrebbero verificarsi fenomeni di amplificazione, connessi alla differente risposta sismica tra substrato roccioso e copertura. Tali aree sono ubicate sia nel centro abitato, sia in zone a minor vulnerabilità.

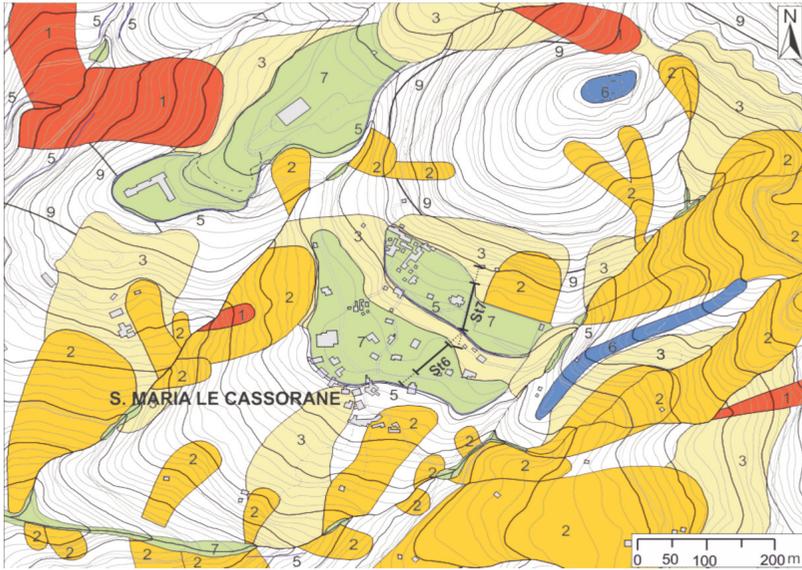


Fig. 25 – Carta delle ZMPSL dell'area di Santa Maria le Cassorane

6.3 Villagrossa

La carta delle ZMPSL di Villagrossa identifica diverse aree soggette ad eventuale accentuazione degli effetti sismici, di diversa tipologia (Fig. 26).

Le frane, arealmente assai diffuse, hanno un'attività sia continua-stagionale, sia intermittente. Degno di nota è il movimento franoso, che coinvolge gran parte del pendio a est di Villagrossa e la cui zona di distacco si localizza nel centro abitato a valle della strada provinciale (zona della chiesa). Tale dissesto, con attività stagionale, potrebbe essere soggetto, in caso di sisma, a brusche accelerazioni o riprese del movimento, determinando una situazione di alto rischio. Altre frane, caratterizzate da movimenti intermittenti, potrebbero, in occasione di terremoti, rimobilizzarsi, esponendo il territorio, dotato di medio-bassa vulnerabilità, a un rischio minore. Sono state messe in evidenza anche vaste zone acclivi coperte da detrito che in caso di sisma potrebbero dar luogo a fenomeni franosi.

A nord di Villagrossa, lungo il crinale orientato nord-sud, è presente una cresta rocciosa, soggette ad amplificazione delle onde sismiche a causa di fenomeni di focalizzazione.

Sono stati individuati numerose aree caratterizzate dalla presenza di depositi alluvionali di estensione e spessore significativi, ove potrebbero verificarsi fenomeni di amplificazione dovuti alla differente risposta sismica tra substrato roccioso e copertura.

Infine sono stati evidenziati i contatti fra litotipi con un marcato contrasto di competenza, lungo i quali potrebbero determinarsi fenomeni di amplificazione differenziata e cedimenti. A questo riguardo, si ricorda il contatto fra le Argille e calcari di Canetolo e i Calcari di Groppo del Vescovo immediatamente a nord del centro abitato.

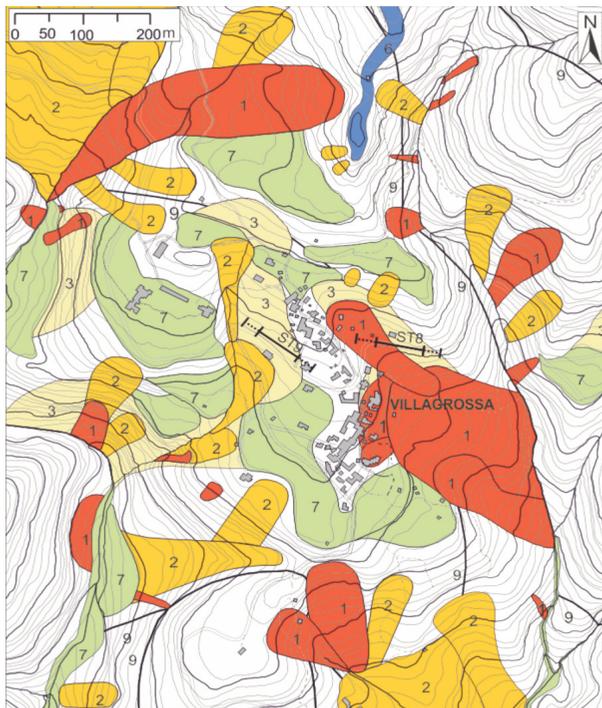


Fig. 26 – Carta delle ZMPSL dell'area di Villagrossa

6.4 Debeduse

In questa località, la carta delle ZMPSL individua molte aree, con caratteristiche diverse, soggette ad accentuazione degli effetti sismici (Fig. 27).

Le frane continue-stagionali, localizzate all'interno e ai margini del centro storico, sono le più diffuse e coinvolgono spesso numerosi edifici; in

caso di sisma si potrebbe verificare un'accentuazione dell'attività dei corpi di frana. Le frane intermittenti coinvolgono aree esterne al paese; quindi, pur essendo anch'esse soggette a possibili riattivazioni determinano situazioni di minimo rischio, essendo localizzate in aree a bassa vulnerabilità.

In aree esterne al centro abitato, coperte da detriti acclivi e dotati di scadenti caratteri fisico-meccanici, in caso di sisma, si potrebbe verificare l'attivazione di nuovi fenomeni franosi.

Sono state identificate varie zone poste nella porzione sommitale di scarpate di varia natura, spesso subverticali e con altezze anche superiori a 10 m, dove potrebbero verificarsi fenomeni di amplificazione, connessa con la focalizzazione delle onde sismiche.

Lungo la cresta sommitale del M. Poggia, come pure nella zona sommitale della dorsale interposta fra Debeduse e Villagrossa (margine nord dell'area studiata), sono presenti zone di cresta rocciosa o cocuzzolo, soggette ad amplificazione per fenomeni di focalizzazione delle onde sismiche con un meccanismo analogo a quello precedentemente ricordato per le scarpate.

Lontano dal centro abitato sono stati individuati depositi alluvionali di estensione e spessore significativi, possibili sedi, in caso di terremoto, di fenomeni di amplificazione, dovuti alla differente risposta sismica tra substrato roccioso e copertura.

Sono stati messi in evidenza anche i contatti fra litotipi caratterizzati da un marcato contrasto di competenza, che può determinare fenomeni di amplificazione differenziata e cedimenti; a questo proposito, si ricordano i contatti fra Flysch di Ottone, Arenarie ofiolitiche, Breccie a prevalenti elementi calcarei, Breccie a prevalenti elementi granitici.

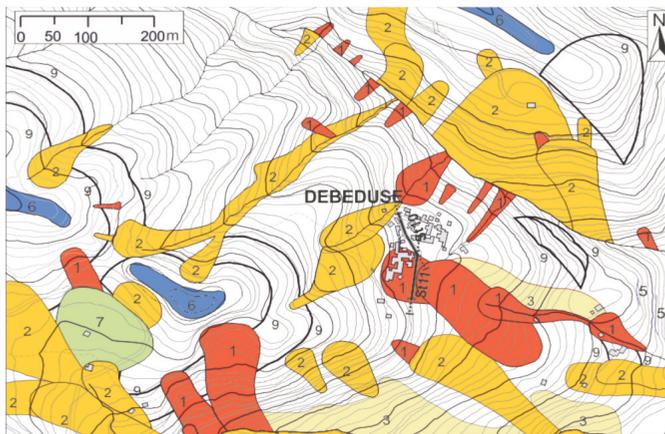


Fig. 27 – Carta delle ZMPSL dell'area di Debeduse

CONCLUSIONI

Gli studi svolti in un'ampia porzione del Comune di Bolano e in alcuni centri abitati compresi nel Comune di Calice al Cornoviglio, quali Santa Maria le Cassorane, Villagrossa e Debeduse, sono stati finalizzati alla valutazione dei possibili effetti locali in aree più popolate, sulle reti di servizio e sulle infrastrutture viarie, in conseguenza di un terremoto, ovvero alla individuazione delle condizioni locali, che possono portare ad una modificazione della risposta sismica. Le indagini di superficie (rilevamento geologico e geomorfologico, caratterizzazione litologico-tecnica degli ammassi rocciosi e delle terre) e di sottosuolo (prospezioni geofisiche di sismica a rifrazione e sondaggi meccanici a carotaggio continuo) hanno consentito di ottenere un modello geologico molto affidabile, da cui derivare le successive carte tematiche. In particolare, integrando tra loro le varie carte di ogni area urbanizzata, è stata messa a punto la Carta delle zone a maggior pericolosità sismica locale, che suddivide il territorio in aree suscettibili di amplificazione sismica, considerando, in modo cautelativo, varie tipologie di situazioni e i possibili effetti, fra cui principalmente: movimenti franosi, coperture detritiche acclivi o rocce intensamente fratturate (accentuazione dei fenomeni d'instabilità); terreni di fondazione scadenti (cedimenti, liquefazione); cigli di scarpata, cresta rocciosa o cocuzzolo (amplificazione per focalizzazione delle onde sismiche); depositi alluvionali o detritici di spessore consistente (amplificazione per differente risposta sismica tra substrato e copertura); contatto tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse (amplificazione differenziata, cedimenti).

Con la costruzione quindi della Carta delle zone a maggiore pericolosità sismica locale in aree a pericolosità sismica di base medio-alta, sono state messe in evidenza situazioni geologiche, geomorfologiche e litotecniche in grado di determinare modificazioni nella risposta sismica locale dei siti esaminati. Ciò potrà consentire l'individuazione di situazioni significative sotto il profilo infrastrutturale e del patrimonio edilizio, da utilizzare per ulteriori valutazioni del rischio sismico e/o scenari di rischio o nell'ambito della pianificazione e programmazione urbanistica e territoriale; sarà così possibile indicare normative tecniche da adottare in sede di pianificazione territoriale o di formazione degli strumenti urbanistici e dei piani di recupero. Le indicazioni geologiche, geomorfologiche e litologico-tecniche, contenute nelle varie carte tematiche potranno essere la base essenziale di ulteriori e più specifici studi, che prevedano anche analisi dinamiche dei materiali e la modellazione sismica, che possa prevedere anche l'estensione areale dei valori di amplificazione.

A. PUCCINELLI*, G. D'AMATO AVANZI*,
Y. GALANTI*, R. GIANNECCHINI*, D. MARCHETTI*, A. POCHINI*,
M. BERTONI**, S. PINTUS**

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

** Amministrazione provinciale della Spezia - Settore Difesa del Suolo - Servizio sismico

OPERE CITATE

AGI - Associazione Geotecnica Italiana (1977) - *Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche*. Tip. Nicoletti, Roma: 96 pp.

Amanti M., Casagli N., Catani F., D'Orefice M. & Motteran G. (1996) - *Guida al censimento dei fenomeni franosi ed alla loro archiviazione*. Servizio Geologico Nazionale, Misc. VII: 109 pp.

Amministrazione Provinciale della Spezia (2001) - *Istruzioni Tecniche per le indagini geologico-tecniche geofisiche e geotecniche statiche, finalizzate alla valutazione degli effetti locali nei comuni classificati sismici*. Amministrazione Provinciale della Spezia, 171 pp.

Bernini M. (1991) - *Le strutture estensionali della Lunigiana (Appennino settentrionale): proposta di un modello formativo*. Atti Tic. Sc. Terra, 34: 29-38.

Bieniawski Z.T. (1989) - *Engineering Rock Mass Classification*. Wiley Interscience Publication, John Wiley & Sons, New York: 251 pp.

Canuti P., Dramis F. & Esu F. (1992) - *Le condizioni di instabilità dei pendii nei centri abitati. Principi e criteri generali ad uso degli Uffici Tecnici di Enti Pubblici*. CNR-GNDCI, pubbl. n. 544. Tecnoprint, Bologna: 100 pp.

Canuti P., Focardi P., Puccinelli A., Nardi R., Bertocci R., Casagli N., Cheli P., D'Amato Avanzi G., Fanti R., Garzonio C.A., Sargentini M., Spicchi R., Trivellini M. & Turrini G. (2000) - *Atlante dei Centri Abitati Instabili della Toscana*. CNR - GNDCI e Regione Toscana, Stab. Poligr. Fiorentino, FI: 208 pp.

Carrara A., Carton A., Dramis F., Panizza M. & Prestininzi A. (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. Boll. Soc. Geol. It., 106: 199-221.

Dalmiani I. (2002) - *Valutazione della pericolosità sismica locale per i centri abitati di Bolano e di Santa Maria le Cassorane nel Comune di Bolano e di Calice al Cornoviglio (prov. della Spezia)*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Pisa.

Del Greco O. (1993) - *Metodologie per la descrizione quantitativa delle discontinuità delle rocce*. Riv. Ital. Geotec., 2 (1993): 151-197.

Esu F. (1977) - *Behaviour of slopes in structurally complex formations*. Proc. Int. Symp. "The Geotechnics of Structurally Complex Formations", Capri (Italy), 2: 292-304.

Gruppo di lavoro MS (2008) - *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 Vol. e DVD: 518 pp.

ISRM - International Association of Engineering Geology (1978) - *Rock Characterization, Testing and Monitoring. Suggested Methods*. E.T. Brown (Ed.). Pergamon Press: 211 pp.

Masini P. (2002) - *Valutazione della pericolosità sismica locale per i centri abitati di Villagrossa e Debeduse nel Comune di Calice al Cornoviglio (prov. della Spezia)*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Pisa.

Puccinelli A., D'Amato Avanzi G. & Perilli N. (2010) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 233 Pontremoli e Note Illustrative*. Servizio Geologico d'Italia, Poligrafico e Zecca dello Stato (in stampa).

Raggi G. (1988) – *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del bacino del fiume Magra*. Mem. Soc. Geol. It., 30 (1985): 35-62.

Regione Toscana (1998) - *Istruzioni Tecniche per le indagini geologico-tecniche, le indagini geofisiche e geotecniche, statiche e dinamiche, finalizzate alla valutazione degli effetti locali nei comuni classificati sismici della Toscana (Progetto VEL)*. Regione Toscana, Servizio Sismico Regionale, 201 pp.

Regione Toscana (2007a) - *Istruzioni Tecniche per le indagini geologico-tecniche, le indagini geofisiche e geotecniche, statiche e dinamiche, finalizzate alla valutazione degli effetti locali nei comuni classificati sismici della Toscana (Progetto VEL). Vol. 1b - Criteri, metodologie, modalità di presentazione delle indagini e degli elaborati*. Regione Toscana, Servizio Sismico Regionale, sito web (<http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/lr56/VEL/index.htm>), 323 pp.

Regione Toscana (2007b) - *Istruzioni Tecniche per le indagini geologico-tecniche, le indagini geofisiche e geotecniche, statiche e dinamiche, finalizzate alla valutazione degli effetti locali nei comuni classificati sismici della Toscana (Progetto VEL). Vol. 2 - Legende per la realizzazione della cartografia geologica, geomorfologica e litologico-tecnica per le aree della Garfagnana e Lunigiana*. Regione Toscana, Servizio Sismico Regionale, sito web (<http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/lr56/VEL/index.htm>), 88 pp.

In memoria di Pietro Elter (1927 – 2012)

Il 4 maggio 2012 è scomparso Piero Elter, Accademico della Classe di Scienze Naturali dell'Accademia Lunigianese dal 1972. Sebbene abbia poco partecipato alla vita della nostra Istituzione egli aveva fatto della Lunigiana e dell'Appennino Ligure-Emiliano il centro dei suoi interessi di ricerca e da lì aveva preso le mosse per raggiungere i maggiori traguardi scientifici nel campo della Geologia. Il suo pensiero sull'architettura dell'Appennino Settentrionale infatti ha rappresentato una delle pietre miliari della geologia del secondo Novecento, con una carica di innovazione che ha cambiato la mentalità di coloro che si occupavano di quel problema. E a studiare l'Appennino venivano da tutto il mondo.

Per inquadrare storicamente queste affermazioni bisogna ricordare che il frutto dei lavori di rilevamento geologico dalla seconda metà dell'Ottocento in poi, se aveva permesso di portare ad alti livelli le conoscenze stratigrafiche delle regioni italiane le avevano però ancorate ad un paradigma, quello dell'autoctonismo delle formazioni geologiche.

Le strutture delle catene montuose erano espresse da serie di pieghe armoniche, frutto naturalmente della dinamica orogenica ma in sostanza si pensava che le rocce delle formazioni si trovassero nella stessa posizione geografica in cui si erano generate. Poche le voci discordi rispetto a questa convinzione. L'opposizione a queste vedute era stata sostenuta da alcuni autori stranieri, L. De Launay (1907), N. Steinmann (1907), S. Lencewicz (1917), N. Tilmann (1926), R. Staub (1932), P. De Wickerslooth (1934) e R. Teichmüller (1932,1935), ma con il difetto di essere il frutto di intuizioni piuttosto che di sistematiche risultanze di soggiorni di studio sul terreno. Fra gli italiani non va trascurata per nulla la posizione di M. Anelli che con più interventi dal 1923 al 1938 esprimeva la convinzione che traslazioni di complessi di formazioni geologiche fossero ammissibili essenzialmente per quegli sterminati insiemi delle cosiddette "Argille scagliose". Un privilegiato luogo di dibattito erano le Alpi Apuane dove i raddoppi delle serie stratigrafiche sono di una evidenza solare. Nonostante ciò le tesi autoctoniste avevano finito con il prevalere in quanto sostenute dagli stu-

diosi italiani, soprattutto del Comitato Geologico, addetti alla costruzione delle carte geologiche ufficiali.

Inoltre alcuni di questi studiosi, Domenico Zaccagna e Bernardino Lotti sopra tutti, erano veramente geologi di grandissima capacità che molto hanno meritato per il loro lavoro. Le carte geologiche da loro preparate erano il frutto di lunghi anni di rilevamento sul terreno, precise, circostanziate, ma il paradigma dell'autoctonia aveva bloccato sostanzialmente l'evoluzione delle idee.

RICOSTRUZIONE SCHEMATICA DELLA STRUTTURA DELL'APPENNINO DAL MARE LIGURE ALLA PIANURA PADANA.

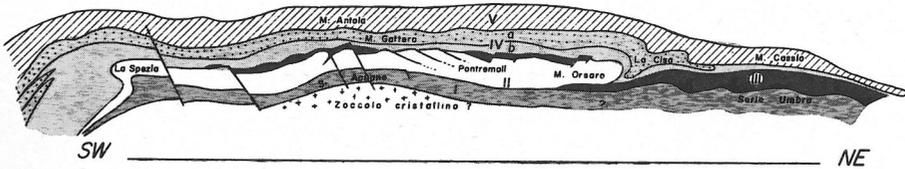


Fig. 2. - I: Autoctono; II: Falda toscana; III: Falda dell'Alberese; IV: Falda ofiolitifera; (a: Arenaria superiore; b: complesso argilloso basale); V: Falda del Flysch ad Elminioidi.

I nomi di località, che compaiono sulla figura, non si riferiscono al tracciato della sezione (situato approssimativamente fra Moneglia e Fornovo) ma al luogo di affioramento di strutture che sono state proiettate sulla sezione stessa e che possono trovarsi anche a molti chilometri di distanza dal suo tracciato.

Fig. 1 - La celebre sezione interpretativa della struttura dell'Appennino Settentrionale di Pietro Elter del 1960.

Le contraddizioni che erano implicite nell'ammettere che un'unica regolare successione stratigrafica dal Paleozoico al Terziario e Quaternario fosse presente nella catena appenninica e le difficoltà di spiegare la sovrapposizione di formazioni di età più antica su altre più giovani non venivano superate né dalla geniale ma artificiosa architettura appenninica dei "cunei composti" di C.I. Migliorini (1948) né dalla grandiosa sintesi di G. Merla (1951) che, pur rappresentando un magistrale punto di riferimento, non ammettendo che limitate traslazioni soprattutto delle cosiddette "Argille Scagliose", non portava di fatto il nuovo auspicabile.

Piero Elter arrivato a Pisa nel 1954 poté godere di condizioni favorevoli allo sviluppo delle sue idee. Innanzitutto la totale libertà di pensiero instaurata a Pisa da Livio Trevisan, il maestro di tutti, e poi l'apertura alle idee nuove. E quella di Elter della generale alloctonia delle formazioni appenniniche non poteva trovare migliore accoglienza. Non bisogna dimenticare infatti che Trevisan negli anni 1936-1940 era stato l'assertore della tettonica a falde di ricoprimento dei monti di Palermo in Sicilia e che nel 1950 aveva compiuto un lavoro di eccezionale valore sui ricoprimenti

tettonici nell'isola d'Elba nel quale veniva lucidamente messo in primo piano il ruolo degli scivolamenti gravitativi. Inoltre, la sua "estrazione" alpina, fu studioso delle Alpi Centrali, lo portava a vedere con favore un modello geodinamico che con i suoi fondamenti aveva permesso di ricostruire l'architettura dell'intera catena proprio applicando il principio dell'allocaltonia.

Le successioni delle rocce lungi dall'essere situate regolarmente dal basso all'alto partendo, com'è logico, dalle formazioni geologiche più antiche per giungere alle più recenti, presentano delle anomalie in quanto ogni tanto il culmine più giovane di una serie stratigrafica viene sormontato da una formazione più antica, seguita dalla sua propria successione fino alle rocce più recenti. E questa sovrapposizione anomala può ripetersi più volte. Ed è ciò che i pur valorosi antichi autori soprattutto esponenti del Comitato Geologico Italiano non volevano ammettere. Da qui le infinite controversie. Solo ammettendo che le forze tangenziali con il concorso della gravità possono traslare anche per decine di chilometri interi pacchi di rocce gli uni su gli altri si può trovare la chiave di volta per capire la generale geometria delle catene montuose e quindi anche dell'Appennino.

Elter, nato a Cogne nel 1927, aveva compiuto gli studi di geologia a Ginevra e anche il Dottorato di Ricerca (1950 e 1954) e si era quindi abbeverato di scienza geologica nelle scuole e nei luoghi ove la dinamica crostale con falde di ricoprimento tettonico era la norma nell'insegnamento ma anche visibile nella realtà. È proprio partendo da lì che Emile Argand aveva costruito la sua geniale sintesi delle Alpi Occidentali (1911), poi salutata come un grande risultato scientifico. Dopo un periodo di lavoro nella regione circostante il Monte Amiata che gli aveva permesso di conoscere la successione delle formazioni toscane, Elter si sposta in Lunigiana e da solo o con collaboratori (che sono doverosamente riportati nella bibliografia) comincia ad indagare sulle cosiddette "Argille Scagliose", che saranno poi progressivamente studiate nei loro vari aspetti e che si riveleranno l'asso nella manica per l'elaborazione della geniale sintesi dell'Appennino Settentrionale del 1960 "I lineamenti tettonici dell'Appennino a nord-ovest delle Alpi Apuane" (Fig: 1).

Questa rappresenta non solo un capolavoro ma un vero caposaldo delle conoscenze geologiche a partire da quel tempo. La tettonica a falde di ricoprimento diviene l'usuale paradigma per lo studio dell'Appennino Settentrionale e quasi subito trova la sua applicazione anche al resto della catena fino all'Appennino Meridionale (Selli 1964). Studiando le "Argille Scagliose" della Lunigiana, considerate fino ad allora un insieme caotico di sedimenti detritici nei quali era impossibile distinguere una serie stratigrafica ordinata, Elter sovverte questa concezione, indica la possibilità di

ricostruire delle serie stratigrafiche e stabilisce la fondamentale distinzione fra i flysch arenacei del Macigno di età oligocenica e al tetto della successione toscana e dell'Arenaria Superiore poi chiamata Arenaria del M. Gottero, al tetto delle "Argille Scagliose". Poiché queste ultime inglobano (anzi stanno alla loro base) quegli ammassi di rocce tutte particolari dette Ofioliti o Pietre Verdi essendo a differenza delle altre, che sono sedimentarie, di natura magmatica basica, è possibile collocare le "Argille Scagliose" in un originario dominio paleogeografico distinto da quello ove hanno preso sviluppo le serie toscane. Queste sono ritenute sedimentate su un basamento continentale mentre le "Argille Scagliose", da allora chiamate Liguridi, sedimentate su un basamento oceanico di cui le Pietre Verdi rappresentano una testimonianza.

Proprio nel Dominio Ligure Elter compie studi sempre più profondi. Uno di questi (1964) porta a riconoscere l'esistenza di unità Sub Liguri di età terziaria, tra l'altro provviste di vulcaniti andesitiche, tettonicamente e paleogeograficamente poste in posizione intermedia fra le Liguridi e le serie toscane.

Altri studi fondamentali riguardano proprio le Pietre Verdi o Ofioliti della zona Ligure-Piemontese, che vengono riconosciute come lembi di una originaria crosta oceanica generatasi nel Giurassico (lo provano le età delle loro coperture sedimentarie delle Radiolariti e dei Calcari a Calpionelle) nell'area della divergenza fra le placche Europea ed Africana (1969), crosta che deve necessariamente essersi quasi del tutto consumata (Fig. 2).

Partendo dalla zona Ligure tra Levanto e la Val Graveglia (1969 – 1972) viene individuata una dorsale sottomarina (la "Ruga del Bracco") capace di alimentare il detritismo ofiolitico presente nel Dominio Ligure. In questo dominio, separate appunto dalla Ruga del Bracco si possono distinguere Unità Liguri Interne presenti fino al margine occidentale dell'Appennino e dotate di flysch al tetto (es. flysch del Gottero) e Unità Liguri Esterne pure dotate di flysch ad Elmintoidi e spintesi fino in Emilia con carreggiamenti di decine di chilometri. Solo una tettonica polifasica può spiegare assetto e cronologia delle Unità Liguri e dell'Appennino in generale. Questo quadro porta con se anche la ricerca a occidente delle radici delle falde e la deduzione di un grande raccorciamento crostale

Questi di Elter erano lavori da precorritore che nel mondo anglosassone essendo scritti in lingua italiana non sono stati adeguatamente conosciuti, ma in Europa gli studi di Elter hanno avuto una larga risonanza tanto che i luoghi delle sue ricerche sono stati l'oggetto nel giro di pochi anni di ben tre congressi: 1972 Società Geologica Italiana, 1975 Société Géologique de France, 1976 Società Geologica Elvetica. Non bisogna

dimenticare che in quegli anni uscirono i risultati delle ricerche sui fondali oceanici che hanno rivoluzionato le idee sulla dinamica terrestre e completato con la tettonica delle placche, la moderna deriva dei continenti e degli oceani, il nuovo modello dell'evoluzione della crosta del nostro pianeta. Elter era dunque perfettamente in linea, e anzi in molti aspetti precorritore, con le più avanzate ricerche geologiche mondiali. Nel 1973 una serie di brevi lavori permette di fare il punto su questa stagione di straordinaria innovazione scientifica.

Successivamente Elter sovrintende come direttore al Centro di Studio della Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino del Consiglio Nazionale delle Ricerche e ai rilevamenti geologici per la nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 nell'Appennino Emiliano condotti dai suoi molti brillanti allievi. Elter infatti era un uomo di idee, ma sulla scia di Trevisan, cui era succeduto nella cattedra di Geologia, le idee nascevano dalla vastissima attività sperimentale di rilevamento geologico, una specie di fuoco che veniva acceso in chi voleva fare della geologia a Pisa.

Se si guarda bene, la sua stagione scientifica non è stata lunga se paragonata ad altre, poco più di un ventennio circa, anche se dopo gli anni Settanta ha pure lasciato altri scritti notevoli: l'evoluzione del Bacino Ligure nel Cretaceo Superiore (1986) e l'eterno problema della collocazione paleogeografica del flysch ad Elmintoidi (1987) i temi affrontati.

Nel 1991 una nuova sintesi propone la suddivisione delle Unità Liguri in quattro zone, Ligure Interna, Santo Stefano Zignago, Monte Orocco, Emiliana, ognuna caratterizzata da una stratigrafia ed una strutturazione

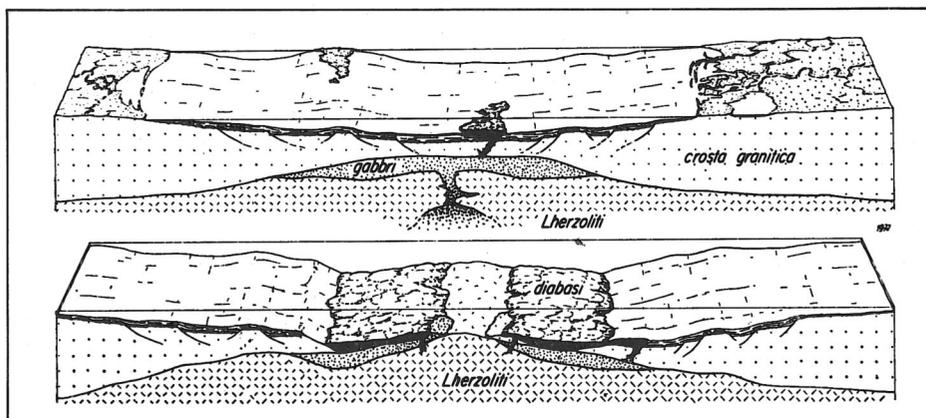


Fig. 2 - Questo stereogramma del 1972 mostra lo scorrimento e la lacerazione della crosta con l'apertura del Bacino Ligure.

omogenee ma distinte l'una dall'altra in quanto le prime mostrano strette correlazioni con le Unità Ofiolitifere delle Alpi Occidentali e Corsica, mentre i "Complessi di Base" delle altre due sembrano legati al margine continentale Austro-Alpino. Le zone si sarebbero individuate in seguito a movimenti trascorrenti longitudinali precedenti la comparsa della successione eocenica Ranzano-Bismantova. Un quadro decisamente stimolante. Nel 1993 Elter scrive un lucido scritto sui problemi del detritismo ofiolitico e nuovamente si esprime sui rapporti fra Alpi e Appennino.

C'è da rammaricarsi che delle sue innumerevoli osservazioni scientifiche abbia reso pubbliche soltanto una parte. Talvolta sembrava giudicare con una certa ironia il febbrile affannarsi dei colleghi e dei giovani per accumulare pubblicazioni su pubblicazioni, magari con dati esili o rimasticati quando anche di seconda mano. Forse avvertiva il cambiamento dei metodi e della mentalità che cominciava a permeare il mondo della ricerca, ormai avviato con le nuove tecnologie a mettere a disposizione in breve tempo grandi quantità di dati. Ed anche il progressivo avanzare di realtà virtuali ricostruibili a computer ma non più vissute personalmente in una etica lotta per conoscere il mondo della natura lo lasciava pensieroso. È questa solo una sensazione, ché in realtà Elter era sempre aggiornato e disposto a mettere il suo acume critico al servizio di eventuali nuovi progressi delle conoscenze geologiche.

L'Appennino è stata la sua terra di elezione ma era un eccellente conoscitore delle Alpi. Con alcuni pochi lavori ha portato originali contributi alla conoscenza della Val Venì in Val d'Aosta e al prolungamento della Unità Subbrianzese di Tarantasia nella zone di Courmajeur, alla differenziazione delle Unità del Versoyen e del Piccolo San Bernardo con la sua attribuzione alla falda del Pas du Roc. Inoltre, nel 1966 studiando la falda della Simme ha prodotto in un corposo lavoro una sintesi riguardante il prolungamento del Dominio Ligure nelle Alpi ponendo le basi degli studi sui rapporti fra Alpi ed Appennino, su cui tornerà più volte con opinioni originali.

Elter ha compiuto poche evasioni dai temi prediletti, ma nel 1964 pubblica assieme allo scrivente allora all'esordio nel mondo scientifico, la folgorante scoperta del Trias Medio di Punta Bianca nel Golfo della Spezia che ha permesso da allora di scrivere correttamente la storia degli inizi dell'apertura della Tetide. Fino ad allora, infatti, come un puzzle indecifrabile, il calcare di Punta Bianca era considerato un lembo dei Marmi apuani e il Diabase metamorfico associato un lembo di ofiolite ligure pizzicato nella serie toscana anziché rispettivamente un calcare anisico-ladinico di piattaforma e un prodotto di una effusione lavica, come in poche altre manifestazioni nel Mediterraneo, all'interno di una originale serie stratigrafica.

Elter ha avuto pochi riconoscimenti ufficiali se non quello di professore ordinario di geologia nell'Università di Pisa; l'Accademia Lunigianese di Scienze è l'unica che ha avuto l'intelligenza di eleggerlo nel suo corpo accademico. Egli tuttavia per il carisma delle sue idee ha goduto di un grande prestigio in Italia e all'estero e riconosciuto come un innovatore. Aveva anche un pregio non da poco, era sobrio nello scrivere e nell'esposizione delle idee semplice e conciso. I suoi articoli sono brevi, privi di inutili dimostrazioni di dottrina e di termini altisonanti. Del resto, benché cordiale e accattivante nel carattere e nelle osservazioni, era fondamentalmente timido e l'oratoria non era il suo forte. Ma forti sono state le sue idee e grande l'eredità scientifica che ha lasciato.

ELENCO DELLE PUBBLICAZIONI

ELTER P. (1954) - Etudes géologiques dans la Val Veny et le Vallon du Breuil (Petit St. Bernard). Thèse, Univ. Genève, 1–38.

ELTER P. (1954) - Presenza di rocce cristalline rimaneggiate sul litorale di Trapani (Sicilia occidentale). Bollettino del Servizio Geologico Italiano (2): 1pp.

ELTER P. (1955) - Geologia della regione di Castell'Azzara, a sud del Monte Amiata (Grosseto). Boll. Soc. Geol. It., 74, (2): 317-337 con 1 carta geol. 1:25.000.

ELTER P. & SCHWAB K. (1957) - Geologia della regione fra Vara e Magra (Appennino ligure-toscano). Boll. Soc. Geol. It., 76: 157-170.

ELTER G. & ELTER P. (1957) - Sull'esistenza nei dintorni del piccolo S. Bernardo di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc. Rend. Acc. Atti. Acc. Naz. Lincei, Rend., Classe Sci., Fis., Mat., Nat., Ser. 8, 22: 181–187.

ELTER P. (1958) - Nuove osservazioni sull'”arenaria superiore” nella regione di La Spezia e di Carrara. Boll. Soc. Geol. It., 77: 133-146.

ELTER P. & SCHWAB K. (1959) - Note illustrative alla carta geologica all'1:50.000 della regione Carro-Zeri- Pontremoli. Boll. Soc. Geol. It., 78: 157-188 con 1 carta geol.

ELTER P. (1960) - I lineamenti tettonici dell'Appennino a NE delle Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 79(2): 273-312.

ELTER P., GIANNINI E., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1960) - Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. Atti. Acc. Naz. Lincei, Rend., Classe Sci., Fis., Mat., Nat., Ser. 8, 29(6): 497-502.

ELTER P., HACCARD D., LANTEAUME M. & RAGGI G. (1961) - Osservazioni sui rapporti tra Flysch ad Elmintoidi ed Arenaria Superiore nell'Appennino Ligure e nelle Alpi Marittime. Boll. Soc. Geol. It., 80(3): 115-120.

ELTER P. (1962) – Bref aperçu sùr la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes. Bull. Soc. Géol. France, Sér 7, 4 (5), 668-674.

ELTER P. & NARDI R. (1962) - Osservazioni sulla serie di Costa Merlassino presso Cantalupo Ligure (Alessandria). *Boll. Soc. Geol. It.*, 81 (3): 381-384.

ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83(2): 373-394.

ELTER P. & FEDERICI P.R. (1964) - Sulla presenza di terreni attribuibili al Trias Medio nel promontorio orientale del Golfo de La Spezia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83 (2): 395-402.

ELTER G. & ELTER P. (1965) - Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo (versante italiano). Note illustrative. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 25, pp.53

ELTER P. & RAGGI G. (1965) - Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 1)-Osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti della zona di Zignago (La Spezia). 2) Considerazioni sul problema degli olistostromi. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84: 303-322.

ELTER P. & RAGGI G. (1965) - Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3)-Tentativo di interpretazione delle breccie ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84(5): 1-12.

ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WIEDMANN M. (1966). Sur la prolongation du domaine de l'Appennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalps romandes et chaiblaisiennes. *Arch. Soc. Phys. Nat. Genève*, 19: 1002-1012.

ELTER P., GIGLIA G., RAU A. & TONGIORGI M. (1966) - Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel quadro delle serie del Carbonifero, del Permiano e del Trias della Toscana settentrionale *Atti del symposium sul Verrucano*, Pisa, 33 pp.

BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino Settentrionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 6(2): 213-244.

ELTER P., GRATZIU C., MARTINI J., MICHELUCCHINI M. & VUAGNAT M. (1969) - Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Petriacola (Apennin) et les grès de Taveyanne des Alpes franco-suissees. *C.R. de Scéances, SPHN Genève*, 4 (2): 150- 156.

DECANDIA F.A. & ELTER P. (1969) - Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino Settentrionale (Nota preliminare). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., ser. A,76: 1-9.

BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines. *Nature*, 234: 108-111.

BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appennino in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica. *Mem. Soc. Geol. It.*, 10 (4): 371-378.

DALLAN NARDI L., ELTER P. & NARDI R. (1971) - Considerazioni sull'arco dell'Appennino Settentrionale e sulla "Linea" Ancona-Anzio. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 90 (2): 203-211.

BALDACCI F., CERRINA FERONI A., ELTER P., GIGLIA G. & PATACCA E. (1972) - Il margine del paleocontinente nord-appenninico dal Cretaceo all'Oligocene: nuovi dati sulla Ruga Insubrica. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11(4): 367-390.

DECANDIA F.A. & ELTER P. (1972) - La zone ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino Ligure). *Mem. Soc. Geol. It.*, 11: 503-530 con 1 carta geol. 1:25.000.

ELTER P. (1972) - La zona ofiolitifera del Bracco nel quadro dell'Appennino Settentrionale. Introduzione alla geologia delle Liguridi. 66° Congr. Soc. Geol. It., Guida alle escursione, Pacini, Pisa: 35 pp

ELTER P. & PERTUSATI P.C. (1973) - Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12: 359-375.

ELTER P. (1973) - I lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino Settentrionale. Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Quaderno 183, Accademia Nazionale dei Lincei, 98-109.

ELTER P. & TREVISAN L. (1973) - Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines. In: De Jong K.A. e Scholten R. (eds), Gravity and tectonics. *Journ. Wiley, New York*: 175-188.

ELTER P. (1975) - Introduction à la géologie del'Apennin Septentrional. *Bull. Soc. Geol. France*, 17: 956-962.

ELTER P. (1975) - L'ensemble ligure. *Bull. Soc. Geol. France*, 17: 984-997.

ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M., TREVISAN L. (1975) - Tensional and compressional areas in recent (Tortonian to present) evolution of Northern Apennines. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 42: 3-18.

BOCCALETTI M., BONAZZI U., COLI M., DECANDIA F.A., ELTER P., PUCCINELLI A., RAGGI G., VERANI M. & ZANZUCCHI G. (1977) - Problemi stratigrafico strutturali dell'Elba centro-orientale. Firenze: C.N.R., pp. 15.

ELTER P. & SCANDONE P. (1980) - The Apennines. *Int. Geol. Congr.*, 26th. Paris, Coi. C5: 99-102.

ELTER P. (1984) - Introduzione allo studio dell'Appennino settentrionale nel quadro del Sistema Alpino. *Suppl n.1 ai Quad. Museo Storia Naturale Livorno*, 6: 1-21.

BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M. & SANTI R. (1986) - Le argilliti a blocchi di M.Verì: considerazioni sull'evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo sup.. *Ofioliti*, 11:193-221.

ELTER P., MARRONI M. & MECCHERI M., (1987) - Libretto guida all'escursione sull'Unità del flysch ad Elmintoidi dell'Appennino ligure-emiliano. Progetto di ricerche coordinate "Modelli palinspastici e crostali del sistema Alpi/Appennino". Pubblicazione n°50 del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, C.N.R., Pisa, pp.56.

CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1990) – Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1: 50.000 - F° 217 Neviano degli Arduini. Regione Emilia-Romagna, SELCA, Firenze.

ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - Caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M.Penna/Casanova (Val Trebbia, Appennino Settentrionale). Atti Ticinensi di Scienze della Terra, Volume speciale della riunione del Gruppo Alpi- Appennini, 34: 97-106.

ELTER P. & MARRONI M. (1991) - Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni. Mem. Descr. Serv. Geol. Italiano, XLVI: 121-138.

ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1992) - Carta Geologica del Complesso di M.Penna/Casanova tra le valli Trebbia ed Aveto (Appennino Settentrionale). (scala 1:25.000). SELCA, Firenze.

ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (1993) - Il profilo Camogli – Ponte dell'Olio: assetto strutturale e problematiche connesse. Studi Geologici Camerti, volume speciale Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 1-1A La Spezia - Alpi Orientali, Progetto CROP: 2, 9-15.

ELTER P. (1993) - Detritismo ofiolitico e subduzione: riflessioni sui rapporti Alpi e Appennino. Mem. Soc. Geol.It., 49: 205-215.

DECANDIA F.A., ELTER P., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., SPALLO-NE S. & STEA B. (1994) - Structural features of the Castell'Azzara Mountains. Mem. Soc. Geol.It., 48 (2): 509-513.

ELTER P. & MARRONI M. (1994) - Da Bobbio a Rezzoaglio lungo la Val d'Aveto. Itinerario n° 4. In: Zanzucchi G. (Ed.) Appennino Ligure Emiliano, 10 itinerari. Guide Geologiche Regionali S.G.I., BE-MA Editrice, 6: 175-190.

ELTER P. (1994) - Introduzione alla geologia dell'Appennino ligure-emiliano. In G. Zanzucchi (Ed.) Appennino Ligure Emiliano, 10 itinerari. Guide Geologiche Regionali S.G.I., BE-MA Editrice, 6: 17- 24.

ELTER P., CATANZARITI R., GHISELLI F., LABAUME P., MARRONI M. & OTTRIA G. (1997) - Foglio 198 "Bobbio" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 e note illustrative. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

CAMPETTI A., CAROSI R., DECANDIA F.A., ELTER P., LAZZAROTTO A., MONTOMOLI C., PERTUSATI P.C., & POLVEROSI B. (1999) - Assetto ed evoluzione strutturale dei Monti dell' Uccellina (Toscana Meridionale). Boll. Soc. Geol. Ital., 118 (1): 149-165.

ELTER P., CATANZARITI R., GHISELLI F., MARRONI M., MOLLI G., OTTRIA G. & PANDOLFI L., (1999) - L'unità Aveto (Appennino Settentrionale): caratteristiche litostratigrafiche, biostratigrafia, petrografia delle areniti ed assetto strutturale. Boll. Soc. Geol. It, 118: 41-64.

ELTER P., PERTUSATI P., RAU A. (2001) – Brief introduction to the geological map of Elba Island by Barberi et al. (1967). Ofioliti, 26(2): 151-152

ELTER P., GRASSO M., PAROTTO M. & VEZZANI L. (2004) - Structural setting of the Maghrebian thrust belt. Episodes 26, 205–211.

ELTER P., LASAGNA S., MARRONI M., PANDOLFI L., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (2005) - Foglio 215 “Bedonia” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 e note illustrative. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

ELTER P., MARRONI M. & PANDOLFI L. (2010) – Foglio 214 “Bargagli” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 e note illustrative. Istituto Superiore per la Protezione e Ricerca Ambientale ISPRA.

ELTER F.M., ELTER P., EVA C., EVA E., KRAUS R.K., PADOVANO M. & SOLARINO S. (2011) - Strike-slip geometry inferred from the seismicity of the Northern- Central Apennines (Italy). *Journal of Geodynamics*, 52, PG 379-388.

ELTER F.M., ELTER P., EVA C., EVA E., KRAUS R.K., PADOVANO M. & SOLARINO S. (2012) - An alternative model for the recent evolution of the Northern-Central Apennines (Italy). *Journal of Geodynamics*, 54, PG 55-63.

PAOLO ROBERTO FEDERICI

Dipartimento di Scienze della Terra Università di Pisa

In ricordo del Prof. Piero Zuffardi

Il 28 giugno 2010 è deceduto a Milano il prof. ing. Piero Zuffardi, illustre studioso e insigne maestro nel campo della Giacimentologia. Socio Accademico della Classe di Scienze Naturali della Accademia Lunigianese di Scienze "Giovanni Capellini" dal 2005. Nato a Torino nel 1916 si laurea prima dello scoppio della seconda guerra mondiale sia in Ingegneria Aeronautica che in Ingegneria Mineraria. In qualità di ingegnere minerario trascorre un anno a Roma quale ricercatore della Società Geologica Italiana fino a quando non viene chiamato per motivi militari. Dopo la guerra, viene accettata la sua domanda di impiego presso la Miniera di pirite a Gavorrano in Toscana ma già alla fine dello stesso anno si trasferisce a Montevecchio, in Sardegna, alle dipendenze della allora Società Montecatini. La Sardegna peraltro gli era rimasta nel cuore da quando, subito dopo la laurea, vi aveva trascorso un breve periodo di studio insieme al suo maestro del politecnico di Torino professor Cavinato. A Montevecchio resta per 16 anni sia come vice direttore della Miniera di piombo e zinco, sia come dirigente del Servizio Geologico. In questo ruolo realizza un sistema razionale di ricerca fra i più avanzati nel campo minerario, mantenendo contemporaneamente uno stretto legame con il mondo universitario ed in particolare con il Politecnico di Milano dove tiene un corso di Giacimenti Minerari. La grande passione e l'entusiasmo che mette nella propria professione lo rendono in breve persona nota in ambito nazionale ed internazionale e, soprattutto, all'interno della Società Mineraria Sarda dove è sempre in prima linea nelle varie escursioni e visite che i soci effettuano nell'area mineraria di Montevecchio, Nel 1962, vince la cattedra di Giacimenti Minerari presso la Facoltà di Ingegneria della Università di Cagliari ove sviluppa una fiorente scuola di ricercatori nel campo della giacimentologia e della prospezione geomineraria trasferendo nell'insegnamento il suo entusiasmo per la scienza ed organizzando numerosi convegni nazionali ed internazionali. Nel 1973 accetta, soprattutto per motivi familiari, di trasferirsi all'Università Statale di Milano come professore di Giacimenti Minerari presso la Facoltà di Scienze Matematiche,

Fisiche e Naturali. Anche in questa nuova sede fa fiorire la locale scuola giacimentologica, fino al 1987, quando va fuori ruolo non cessando tuttavia di operare nel campo scientifico, anche in qualità di membro dell'Accademia dei Lincei, della Osterreichische Akademier der Wissenschaften e dell'Accademia Capellini della Spezia,

Scienziato di fama internazionale (un suo illustre collega francese lo definì “.pour la métallogénie européenne, un ambassadeur fort efficace”); ha fatto conoscere in tutto il mondo la ricchezza del panorama minerario sardo.

I migliori dei suoi innumerevoli allievi hanno seguito la strada da lui tracciata, ricoprendo cattedre di giacimentologia in varie università d'Italia. Con alcuni di essi, e particolarmente con quelli del gruppo scientifico cagliaritano, ha mantenuto, sino alla fine, un forte rapporto, sia scientifico, sia affettivo.

Le note e i dati sono stati forniti dalla famiglia ma voglio aggiungere qualcosa anch'io.

Il primo contatto del professore con l'Accademia è avvenuto a metà degli anni '80, in occasione del convegno per ricordare il 150° anniversario della nascita di Capellini, e da allora, anche grazie alla sua residenza estiva di San Terenzo, è iniziata un'assidua frequentazione. Non era raro vederlo in pieno inverno arrivare da Milano per assistere a qualche convocazione del presidente per adempiere agli obblighi legati alla sua posizione di accademico.

Nei rapporti personali si è rivelata una persona schiva, semplice, molto disponibile e dotata di grande curiosità e voglia di imbarcarsi in nuove “avventure” geo-minerarie, pervaso da un entusiasmo giovanile che non lo ha mai abbandonato e sempre accompagnato dalla sua inseparabile Edy.

ELENCO DELLE PUBBLICAZIONI

1. ZUFFARDI P. (1940) Cerussite di Campo Pisano. Periodico di Mineralogia, anno XI, n° 3, Settembre 1940, Roma. p. 393-397
2. ZUFFARDI P. (1941) Prehnitizzazione dei calcari metamorfici dell'Ordoviciano Superiore Sardo. Periodico di Mineralogia, anno XII, n° 9, Maggio 1941, Roma. p.161-171
3. CAVINATO A., ZUFFARDI P. (1948) Geologia della miniera di Montevecchio. Estratto da: Notizie sull'Industria del Piombo e dello Zinco in Italia, pubblicato dalla Montevecchio Società Italiana del Piombo e dello Zinco a ricordo di cento anni di esercizio delle sue miniere. Milano 1948. p. 427-464
4. ZUFFARDI P. (1948) Il giacimento piombozincifero di Montevecchio Sardegna. Atti XVIII Congr. Geol. Int., Londra 1948, parte VII, p.266-276

5. ZUFFARDI P. (1950) I calcari metamorfici siluriani di Villagrande Strisaili Sardegna. *L'Industria Mineraria*, Maggio 1950, Roma, p. 167-170
6. ZUFFARDI P. (1951) Dati geopetrografici sulla Miniera di Montevecchio in relazione al problema della silicosi. *L'Industria Mineraria*, fascicolo di gennaio 1951, Roma, p. 113
7. ZUFFARDI P. (1952) Il giacimento piombozincifero di Monte Agruxiau, contributo allo studio dei giacimenti a ossidati dell'Iglesiente. *L'Industria Mineraria*, Gennaio 1952, Roma. p. 112
8. ZUFFARDI P. (1953) Alcune caratteristiche dei giacimenti minerari sardi in relazione ai problemi della loro coltivazione e della meccanizzazione del lavoro. *Atti del Convegno di Studi per l'Industrializzazione della Sardegna*, Cagliari 1953. pp. 27
9. ZUFFARDI P. (1953) Primi risultati delle ricerche sulle profondità delle mineralizzazioni e sull'imbasamento granitico di Montevecchio. *Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda*, 1953, n° 5, Iglesias. p. 535
10. ZUFFARDI P. (1953) Tavoleta Geologica Guspini (225, IV, S.E.) a cura del Servizio Geologico d'Italia, 1954, Roma
11. ZUFFARDI P. (1953) Breve relazione sull'andamento del rilievo geologico del IV quadrante del foglio 225 della Carta d'Italia (Guspini Sardegna). *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, vol. LXXIV, Roma, 1953. p.337-351,
12. ZUFFARDI P. (1953) Das geologische Bruchfeld von Arbus, Südwest Sardinien. *Montan. Zeitung*, Anno 69°, fasc. 1, Genn. 1953, p.511
13. ZUFFARDI P. (1953) Primi appunti su un sondaggio eseguito in regione Funtanazza (Sardegna SudOccidentale). *Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda*, 1953, n° 3, Iglesias . p. 519
14. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1954) Nota preliminare sui risultati conseguiti nelle campagne geologiche effettuate nell'anno 1954, Foglio 225, Guspini (Sardegna). *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*. VOL. LXXVI, 1955, Roma. p. 607/610
15. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1954) Segnalazione del Post-Gothlandiano a Sud dell'Arcuentu. *Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda*, 1954, n° 4, Iglesias. p. 37
16. ZUFFARDI P. (1954) Sull'andamento del Rilievo Geologico del IV Quadrante del Foglio 225 della Carta Geologica d'Italia (Guspini Sardegna). II. nota preliminar. *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, Vol. LXXV, 1954, Roma. p. 545-563
17. CAVINATO A., ZUFFARDI P. (1955) Il giacimento piombozincifero di s'Ortu Becciu. *Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda*, 1955, n° 5, Iglesias. p. 116
18. CREMASCOLI F., ZUFFARDI P. (1955) Lead-Zinc: How Italy's biggest producer plans for the future. *Mining World*, Luglio 1955. S.Francisco (USA). pp. 4
19. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1955) Sull'età dei Terreni Paleozoici di Montevecchio-Ingurtosu-Gennamare. *Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda*, n° 7, 1955, Iglesias. p.117
20. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1956) Il giacimento piombozincifero di Canalgrande (Sardegna). *Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda*, n° 4 , 1956, Iglesias. p. 130.
21. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1956) Tavoleta geologica Punta Acqua - Durci - Montevecchio (224, I,S.E. e 225, IV, S.O.) a cura del Servizio Geologico d'Italia, 1956.
22. DEL BONO G.L., SALVADORI I., ZUFFARDI P. (col contributo paleontologico di M.L.Nicosia) (1958) Tavoleta geologica Monte Arcuentu 225, IV, N.O. a cura dal Servizio Geologico d'Italia

23. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1958) Tavoleta geologica Terralba (217.III, S.O. e 217, III, N.O. (parz.)) a cura del Servizio Geologico d'Italia, 1958.

24. ZUFFARDI P. (1958) Su una nuova segnalazione di cassiterite in Sardegna e sulla presenza di tracce di stagno in alcuni adunamenti idrotermali sardi. Resoconti dell'Ass. Min. Sarda, n°4, 1958, Iglesias. p.118

25. BIANCHINI A., SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1960) Contributo alla conoscenza del giacimento di Montevecchio: gli elementi accessori della galena. Nota II studio statistico di campioni prelevati nel giacimento. Rendiconti Società Mineralogica Italiana, Anno XVI, 1960, Pavia, pp. 50

26. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1960) Il campo filoniano di Sos Enattos (Sardegna). Resoconti Associazione Mineraria Sarda; n° 6, 1960, Iglesias. p. 345

27. ZUFFARDI P. (1960) Segnalazione della presenza di Monheimite fra i minerali del giacimento di Montevecchio. Resoconti Associazione Mineraria Sarda, 8, 1960, Iglesias. p. 59

28. BIANCHINI A., SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1961) Contributo alla conoscenza del giacimento di Montevecchio: gli elementi accessori della galena. Nota III seguito dello studio statistico di campioni prelevati nel giacimento. Resoconti Associazione Mineraria Sarda, n° 7, 1961, Iglesias. p. 329

29. BIANCHINI A., SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1961) Primi tentativi di indagini sulla distribuzione di alcuni elementi accessori nei giacimenti piombiferi sardi. R.S.M.It.XVII, 1961, Pavia.p.109-130

30. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1961) Il giacimento di Monte Tamara (Sardegna). Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda; n° 7,1961, Iglesias. p.337

31. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1961) Su una mineralizzazione blendosa in area metamorfica (Murumannu Oridda). Rendiconti Società Mineralogica Italiana; Anno XVII, Pavia, 1961. p. 463- 475

32. ZUFFARDI P. (1961) Il problema della ricerca a Levante di Montevecchio considerazioni tettoniche o paleogeografiche. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda; n°7, 1961, Iglesias, p.314

33. ZUFFARDI P. (1962) Contributo alla conoscenza del Canbrico Sardo e delle sue mineralizzazioni. Nota Introduttiva. Resoconti Associazione Mineraria Sarda n° 4, 1962, Iglesias, p. 324

34. ZUFFARDI P. (1962) Fenomeni di ricircolazione nel giacimento di Montevecchio e sull'evoluzione in profondità della sua mineralizzazione. Resoconti Associazione Mineraria Sarda, n°le 2,1962, Iglesias, p. 359

35. ZUFFARDI P. (1964) Considerazioni sulla composizione e sulla distribuzione dei minerali calaminari sardi. Symposium sull'arricchimento dei minerali Calamimari, 1964, Cagliari, p. 320

36. ZUFFARDI P. (1964) Programmi di ricerca mineraria in Sardegna nel settore piombozincifero. Sardegna Economica, 1964, Cagliari. p. 311

37. ZUFFARDI P., SALVADORI I. (1964) Supergene sulfides and sulfates in the supergene zones of sulfide ore deposits. Development in Sedinentology. vol. 2, Elsevier, 1964,. 91-99

38. ANEDDA B., CARTA M., ZUFFARDI P. (1965) Le risorse minerarie sarde e l'opera di ricerca per la loro conservazione e il loro potenziamento. Conferenza Mineraria promossa dalla Regione Autonoma di Sardegna, 1965, Cagliari, p.345

39. DEMURO P., URAS I., VIOLO M., ZUFFARDI P. (1965) Considerazioni genetiche sui giacimenti stratoidi sardi a solfuri. Nota II Alcuni giacimenti della zona di Arzana

(Ogliastra). Symposium sui Problemi geominerari sardi, 1965, Cagliari-Iglesias, p. 126

40. MARCELLO A., SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1965) Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni del Cambrico Sardo. Nota II I giacimenti di Campo Pisano e Funtana Perda. Symposium sui Problemi Geominerari Sardi, 1965, Cagliari Iglesias, p. 127

41. MARCELLO A., SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1965) Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico Sardo. Nota III I giacimenti di Seddas Moddizzis. Symposium sui Problemi Geominerari Sardi, 1965, Cagliari Iglesias, p. 113

42. MARCELLO A., SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1965) Prime notizie su un sondaggio eseguito nella valle d'Iglesias. Ass. Min. Sarda. LXX, n° 3, 1965, Iglesias, p. 34-47

43. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1965) Contributo alla conoscenza della paragenesi del giacimento piombozincifero di Montevecchio (Sardegna). Nota introduttiva. Soc. Mineral. Italiana XXI, 1965, Pavia 279-282

44. URAS I., VIOLO M., ZUFFARDI P. (1965) Considerazioni genetiche sui giacimenti stratoidi sardi polimetallici (nota introduttiva). Soc. Mineral. Italiana, XXI, 1965, Pavia, p.299-311

45. URAS I., VIOLO M., ZUFFARDI P. (1965) Considerazioni genetiche sui giacimenti stratoidi a solfuri Nota I Alcuni giacimenti del Sulcis. Symposium sui Problemi geominerari sardi, 1965, Cagliari Iglesias, p. 125

46. ZUFFARDI P. (1965) A proposito della Relazione dell'Ing. Del Bono sulla serie CambroOrdoviciana sarda. Ass. Min. Sarda. LXX, n° 8, 1965, p. 90-95

47. ZUFFARDI P. (1965) Conoscenze e ipotesi attuali sulla minerogenesi sarda. Associazione Mineraria Subalpina. Anno II, n° 2, 1965, p. 197-235

48. ZUFFARDI P. (1965) Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico Sardo. Nota VI Riassunto e interpretazione provvisoria delle conoscenze attuali. Symposium sui Problemi Geominerari Sardi, 1965, Cagliari Iglesias, p. 19

49. ZUFFARDI P. (1965) Nuove considerazioni sui solfuri misti di Campo Pisano. Atti e Rassegna Tecnica della Soc. Ingegneri e Architetti di Torino, 1965, 582-589

50. ZUFFARDI P. (1965) Possible influence of grain size and texture on trace elements content in galena. Symposium Problems of PostMagmatic Ore Deposition, Vol. II, Praga, 1965, p. 285-286

51. ZUFFARDI P. (1965) Strutture sedimentarie in talune mineralizzazioni paleozoiche sarde a solfuri. Ass. Min. Sarda, LXX, n° 5, 1965, Iglesias, p.321

52. ZUFFARDI P. (1965) Sulla composizione isotopica del piombo in alcune galene sarde e sul suo significato geogiacimentologico Symp. sui Problemi geominerari sardi, 1965, Cagliari-Iglesias, p. 17

53. ZUFFARDI P. (1965) Trace elements and zoning. Symposium Problems of PostMagmatic Ore Deposition, Vol. II, Praga, 1965, p. 287-294

54. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1966) Indizi di Mineralizzazioni metallifere nel Mesozoico Sardo. Ass. Min. Sarda, LXXI, 6, 1966, Iglesias, p. 329

55. TAMBURRINI D., ZUFFARDI P. (1967) Ulteriori sviluppi delle conoscenze e delle ipotesi sulla minerogenesi sarda. Giornata di studi geominerari, Agordo, 1967, p. 311

56. ZUFFARDI P. (1967) The genesis of stratiform deposits of leadzinc and of barite in Sardinia. Economic Geology Monograph 3, 1967, New York, p. 178-191

57. VALERA R., ZUFFARDI P. (1968) Segnalazione di scheelite in taluni adunamenti metamorfici della Sardegna. Res. Ass. Min. Sarda., 73, 7, 62-67.

58. VENERANDI I. (1968) Il giacimento a molibdenite e wolframite di Perda Majori. Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett.

59. VENERANDI I. (1968) Sulla presenza di jordanite nel giacimento di Raibl. Symp. Int. Giac. Min. Alpi, Trento.
60. ZUFFARDI P. (1968) Il problema delle acque sotterranee in Sardegna. Seminario delle Acque in Sardegna, 1968, Cagliari, pp.9
61. ZUFFARDI P. (1968) Transformism in the genesis of ore deposits examples from Sardinian LeadZinc deposits. XXIII Int. Geol. Congress, Praga, 1968, p. 137-149
62. ZUFFARDI P. (1969) La métallogenèse du plomb, du zinc et du baryum en Sardaigne un exemple de permanence, de polygénétisme et de transformisme. Annales Soc. Géologique Belgique, T. 92, 1969, p. 321-344
63. ZUFFARDI P. (1969) Sedimentary ores of the middle Silurian in Sardinia. Proceedings 15th InterUniversity Congress. University of Leicester, Dec. 1967. Leicester, 1969, p.207-239
64. TAMBURRINI D., ZUFFARDI P. (1970) Field evidences of supergene remobilization of barium (and possibly of Baryte) in Sardinia. Symposium Remobilization of ores and mineral. Cagliari, 1970 (1971), p. 305-314
65. BONO (del) G.L., SALVADORI I., ZUFFARDI P., COCOZZA T., AMADEI G., MARCELLO A., PADALINO G., SALVATI L., SOLA L., STAMPANONI G., VALERA R., JACOBACCI A., Malferrari N., Martelli G., Perno U., Pomesano Cherci A., LIPPARINI T., NICOSIA M.L., RASTELLI G., RASSETTI P., URAS I., BARLETTA S. (1971) Carta Geologica d'Italia. Fogli 224-225, Capo Pecora-Guspini.
66. VALERA R., ZUFFARDI P. (1971) La geochimica del tungsteno nel Paleozoico della Sardegna. Nota I. Resoconti Soc. Ital. di Min. e Petrol., vol. XXVI, fasc. II, Pavia, 1971, p. 815-830
67. VIOLO M., ZUFFARDI P. (1971) Geochemical Distributions in the Cambrian Systems of Sardinia (Italy) and Their Paleogeographical Control. Proc. IMAIAGOD Meet., Tokio, 1970 (1971) p. 160-162
68. ZUFFARDI P. (1971) Remobilization in Sardinian LeadZinc Deposits. Symposium Remobilization of ores and minerals. Cagliari 1970 (1971), p. 283-291
69. ZUFFARDI P. (et al.) (1971) Foglio geologico Guspini Punta Acqua Durci (224225). A cura del Servizio Geologico d'Italia
70. PADALINO G., PRETTI S., TAMBURRINI D., TOCCO S., URAS I., VIOLO M., ZUFFARDI P. (1972) Ore deposition in karst formations with examples from Sardinia. Ores in Sediments, Amstutz C.C. and Bernard A.J. editors, 207-220, Springer Verlag, Berlin
71. PADALINO G., PRETTI S., TAMBURRINI D., TOCCO S., URAS I., VIOLO M., ZUFFARDI P. (1972) Carsismi e mineralizzazioni. Rend.Soc.It.Min.Petrol., 28, 215-230
72. ZUFFARDI P. (1972) I giacimenti fluoritici della Sardegna. Giornata di studio sulle fluoriti italiane. Torino, Ass. Min. Subalpina, 16 Dic.1972, p. 5771
73. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1973) Guida all'escursione alle miniere di Montevecchio e al gruppo vulcanico dell'Arcuentu. XXVIII Congr. Geol. della Soc. Italiana di Mineralogia e Petrologia, Cagliari 1973 p. 29-46
74. ZUFFARDI P. (1973) La barite nell'Industria Mineraria Italiana, un particolare riguardo alla Sardegna. L'Ind. Mineraria, Roma, 1973. p.69-74
75. ZUFFARDI P. (1974) Italian Ore Deposits in the Context of Global Tectonics of the Tethys Region. Problem of Ore Deposition, Fourth Symp. Varna, 1974, Vol. II p. 509-514
76. ZUFFARDI P. (1974) Prospecting for Radioactive ores and/or Kaolin in Italian VolcanoSedimentary Districts. Problems of ore deposition. Fourth IAGOD Symp. Varna, 1974, Vol. II, p. 419-421

77. ZUFFARDI P. (1974) Geological Factors in Prospecting Recent Italian Experience. Problem of Ore Deposition. Fourth IAGOD Symp, Varna, 1974, Vol. II, p. 413-418

78. ZUFFARDI P. (1974) La Metallogenesi Italiana in Relazione alla Evoluzione del Mediterraneo. Mem. Soc. Geol. It. 132, 1974, p. 359-365

79. MARCELLO A., PRETTI S., SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1975) Sardegna. Memorie per Servire alla descrizione della Carta Geologica d'Italia. Vol. XIV, 1975, p. 175-196

80. ZUFFARDI P. (1975) Compendio della Metallogenesi Italiana. Simp. Int. sobre los recursos Naturales no Renovable de America Latina. Caracas, 1975, p.717-725

81. ASSERETO R., BRIGO L., BRUSCA C., OMENETTO P. , ZUFFARDI P. (1976) Italian ore mineral deposits related to emersion surfaces. Mineralium Deposita (Berl.), 11, 170-179.

82. ZUFFARDI P. (1976) Considerazioni generali sulle Mineralizzazioni delle Ofioliti, con Speciale Riguardo all'Area Mediterranea. Ass. Min. Subalpina, anno XIII. Num. 3, 1976. p.331-340

83. ZUFFARDI P. (1976) Les gisements métallifères italiens en relation avec roches mafiques et ultramafiques. Annales des Mines de Belgique. 1976, p.1061-1066

84. BIGIOGGERO B., BRIGO L., FERRARIO A., GREGNANIN A., MONTRASIO A., ZUFFARDI P. (1978) Strona Valley (Fe-Ni-Cu) and (Fe-Ba) ore deposits: Excursion book. Mem. Istituti di Geol. e Min., Università Padova, 33: 33-39

85. BRIGO L., DAL PIAZ G.V., FERRARIO A., OMENETTO P. , ZUFFARDI P. (1978) Correlazioni fra paleogeografia e mineralizzazioni: alcuni esempi delle Alpi. Mem.Soc.Geol.It., 19, 727-734.

86. ZUFFARDI P. (1978) Plate tectonics and Ore Mineral Provinces in Western Europea Mediterranean Region (IGCP). Oesterr. Akad. Wissenschaften, p. 61-76

87. MARCELLO A., PRETTI S., SALVADORI I., URAS I., VALERA R., ZUFFARDI P. (1979) Carta metallogenica della Sardegna. Serv. Geol. d'Italia - E.M.SA.

88. ZUFFARDI P. (1980) Copper Deposits of Italy Metallogeny and evaluation. Meeting on European Copper Deposits , Belgrado, 1980, p. 244-250

89. ZUFFARDI P. (1980) Excursions en territoire italien. Congr. Geol. Int. Parigi, 1980. In: Introduction à la Géologie Générale d'Italie, p. 117-120

90. ZUFFARDI P. (1980) Ressources naturelles. Congr. Geol. Int. PARIGI 1980. In: Introduction à la Géologie Générale d'Italie, p. 105-116

91. STAMPANONI G., ZUFFARDI P. (1981) The metallogeny of Italy. Nota illustrativa per la Carta Metallogenica d'EuropaZona 25. B.R.G.M., p. 371-383

92. VENERANDI PIRRI I., ZUFFARDI P. (1981) The tin deposit of Monte Valerio (Tuscany): new factual observations for a genetic discussion. Rend. SIMP, 37, 525-539

93. BRIGO L., FERRARIO A., MARCELLO A., NATALE P., OMENETTO P., PADALINO G., SALVADORI I., TOCCO S., URAS I., VALERA R., ZUCCHETTI S., ZUFFARDI P. (1982) Gîtes filoniens Pb-Zn-F-Ba de basse température du domaine varisque d'Italie. Bulletin du BRGM, II, 2, 195-206.

94. MARCELLO A., PRETTI S., SALVADORI I., URAS I., VALERA R., VIOLO M., ZUFFARDI P. (1982) Carta metallogenica della Sardegna. Serv. Geol. d'Italia, EMSA

95. SALVADORI I., URAS I., ZUFFARDI P. (1982) I giacimenti minerari nel Paleozoico sardo. S.G.I. Cagliari, 1982, p. 55-63

96. VENERANDI PIRRI I., ZUFFARDI P. (1982) The tin deposit of Monte Valerio

(Tuscany, Italy): pneumatolytic-hydrothermal or sedimentary-remobilization processes? In: *Ore Genesis-The State of the Art*, Springer, Berlin Heidelberg, 57-65

97. CADEL G., D'AGNOLO M., MENEGHEL L., ZUFFARDI P. (1984) Polygenetism in stratiformstratabound Uranium deposits of the Italian Alps. *Congr. Geol. Int. URSS 1984*, Vol. 12, p. 151-172

98. CANNIZZARO P., VENERANDI PIRRI I., ZUFFARDI P. (1984) Iron preconcentration in stromatolitesoncolites: an example in the Lower Permian of the Central Alps. In: *Singenesi and Epigenesi in the Formation of Mineral Deposits*, Springer, Berlin Heidelberg, 343-349

99. OMENETTO P., ZUFFARDI P. (1984) Recenti progressi nelle ricerche sui processi metallogenitici in Italia. 71 *Congr.Soc.Geol.It. (1° Centenario)*, Bologna 23-25 Settembre 1982. In: *Cento Anni di geologia Italiana*, Vol.Giub. I Centenario S.G.I., Bologna, 377-391

100. OMENETTO P., ZUFFARDI P. (1984) Recenti progressi nelle ricerche sui processi metallogenitici in Italia. S.G.I., 1984, p. 377-391

101. BAIO F., MAMELI G., MAXIA M., ZUFFARDI P. (1985) Su alcuni risultati del rilevamento geologico in Valle di San Marco (Iglesiente nordorientale). *Gruppi di lavoro CNR Paleozoico*, Siena, 1985, p.24

102. BIGIOGGERO B., CAMARDA N., MAXIA M., SITTA A., ZAMPIERI M., ZUFFARDI P. (1985) Contributo al problema del Post-Gothlandiano del Monte Linas (Arburese Meridionale). *Gruppi di lavoro CNR Paleozoico*, Siena, 1985 p.23

103. RODEGHIERO F., ZUFFARDI P. (1985) Stratiform and strata-bound siderite and barite deposits of the Central Italian Alps. *Monogr. Ser. Miner. Depos.*, Gebroeder Borntraeger, Berlino, 25, 121-135.

104. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1985) I bacini minerari italiani, in *Minerali e Metalli per l'Italia del Duemila*. Sansoni Ed. FIRENZE, 1985, p. 31-55

105. FERRARIO A., MONTRASIO A., ZUFFARDI P. (1986) Le mineralizzazioni della Valmalenco: Cenni sulle problematiche di attività mineraria. *Atti Ufficiali del Convegno Valmalenco Natura 1*, 58-67

106. GELATI R., PRATURLON A., ZUFFARDI P. (1986) The Apennines Geotectonic Evolution and Metallogeny An overview. In: *Geotectonic Evolution and Metallogeny of the Mediterranean Area and Western Asia*, Osterreichische Akademie der Wissenschaften, 1986, p. 145-165

107. RODEGHIERO F., ZUFFARDI P. (1986) Mineralizations in the Permian-Triassic transition zone of Northern Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, 34, 175-178.

108. SALVADORI I., URAS I., ZUFFARDI P. (1986) The Paleozoic Metallogenesis of Sardinia in Relation to its Geological Evolution. *GuideBook to the excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia*, IGCP Project 4, special issue 1986, p.23-25

109. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1986) I Giacimenti Minerari. In: *Le Miniere e i Minatori della Sardegna*, Consiglio Regionale della Sardegna, 1986, p.139-158

110. ZANETTIN LORENZONI E., ZUFFARDI P. (1986) Geotectonic Evolution and Metallogenesis of the CalabrianPeloritanean Arc in the Tethys Realm. In: *Geotectonic Evolution and Metallogeny of the Mediterranean Area and Western Asia*, Osterreichische Akademie der Wissenschaften, 1986, p.175-193

111. ZUFFARDI P.(ed.) (1986) Geotectonic Evolution and Metallogeny of Italy in the Tethys Realm a summary of Data and Hypotheses. In: *Geotectonic Evolution and Metallogeny of the Mediterranean Area and Western Asia*, Osterreichische Akademie der

Wissenschaften, 1986, p.135-144

112. MARCELLO A., ZUFFARDI P. (1988) Deposizione di solfuri e di barite in ambienti a differente salinità. *Boll. Acc. Naz. Lincei*, 1988, LXXXII, p. 545-552

113. CAMPO ANTICO G., CURATOLI C., ZUFFARDI P. (1989) Su alcune strutture sedimentarie della serie triassica dell'area della Spezia. *Boll. Acc. Lunigianese Capellini*, Vol. LVIII/VIII (1987-1989), La Spezia, 1989 p. 58

114. ZUFFARDI P. (1989) ITALY. In: *Mineral deposits of Europe*, I.M.M. & The Mineralog. Soc., London, 1989 Vol. 45 p. 221-277

115. MONTRASIO A., BIGIOGGERO B., BRIGO L., CASATI P., CREMASCHI M., FERRARIO A., GAETANI M., GELATI R., GREGNANIN A., JADOUL F., OROMBELLI G., ROSSI P.M., ZUFFARDI P. (1990) Carta Geologica della Lombardia in scala 1:250.000. Servizio Geologico Nazionale, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

116. PRETTI S., SALVADORI I., URAS I., VALERA R., ZUFFARDI P. (1990) The metallogeny of Sardinia (Italy). *Atti Acc. Naz. Lincei 1990 serie IX*, volume I, 23-48

117. RODEGHIERO F., ZUFFARDI P. (1990) Risorse minerarie e cave. S.G.I., Guide geologiche regionali, Alpi e Prealpi lombarde, 63-66.

118. ZUFFARDI P. (1990) The Iron Deposits of the Elba Island (Italy) Remarks for a Metallogenic Discussion. *Atti Acc. Naz. Lincei*. (1990) serie IX, Volume 1, fs. 4, p. 97-128

119. SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1991) Italia mineraria 1991. *L'Industria Mineraria* N°6, p. 518

120. DEL SOLDATO M., PINTUS S., ZUFFARDI P. (1993) Le risorse estrattive della provincia della Spezia. *Memorie Accademia Lunigianese di Scienze G.Capellini* (1993) LXIII/LXIII. La Spezia, 47-122

121. LOI G., ROSSI G., TROIS T., ZUFFARDI P. (1993) Biolixiviation in situ d'un minerai cuprifère. Exemple de l'ancienne mine de San Valentino di Predoi (Province de Bolzano, Italie). *Chron. rech. min.*, n° 511, 1993, pp. 33-40

122. PINTUS S., ZUFFARDI P. (2001) Possibili indizi di archeosiderurgia nel Monte Castellato di Pignone (La Spezia), *Memorie Accademia Lunigianese di Scienze G.Capellini* (2001) LXXI. La Spezia, 3-24

123. PINTUS S., ZUFFARDI P. (2001) Significato geologico di curiosità e leggende spezzine, *Memorie Accademia Lunigianese di Scienze G.Capellini* (2001) LXXI. La Spezia, 65-94

124. ARGENTI A., PINTUS S., VENERANDI PIRRI I., ZUFFARDI P. (2006) L'argentiera del podere di Vezzano in Lunigiana, *Memorie Accademia Lunigianese di Scienze G.Capellini* (2006) LXXVI. La Spezia, 163-186

CURRICULUM VITAE DI PIERO ZUFFARDI

Nato a TORINO, il 10.11.1916

Abitazione: Via Fratelli Cervi - Residenza Spiga -

20090 SEGRATE (MILANO) Tel. (02) 26414285

Ufficio: Dipartimento di Scienze della Terra - Sezione

Mineralogia - UNIVERSITA' di MILANO

Via Botticelli 23 - 20133 MILANO

Tel. (02) 70638281 - FAX (02) 70638681

TITOLI DI STUDIO

Laurea in Ingegneria Mineraria (1939), Politecnico di Torino Laurea in Ingegneria Aeronautica (1942), IBIDEM Professore Universitario di ruolo di Giacimenti Minerari (1962)

ATTIVITÀ TECNICA E TECNICO - AMMINISTRATIVA

- Geologo del Servizio Geologico d'Italia (1941)
- Capo-Servizio nelle miniere di Gavorrano (Grosseto) (1946)
- Capo-Servizio, poi Vice-Direttore nelle miniere di Montevecchio (Cagliari) (1947-1962)
- Consulente della MONTEPONI - MONTEVECCHIO S.I.P.Z. (1962-1970)
- Membro della Commissione Cave della Lombardia (1985-1989)
- Membro della Commissione Cave della Provincia di Bergamo (1991-1995)
- Membro del Comitato 05 del CNR per le Scienze Geologiche e Minerarie (1972-1976)

ATTIVITÀ SCIENTIFICA

Ha condotto e/o coordinato studi e ricerche scientifiche di carattere geologico e geominerario in varie regioni italiane:

Sardegna, Arco Alpino, Liguria, Alpi Apuane, Garfagnana, Gros-setano, Lazio settentrionale, Puglia, Calabria. Tale attività è documentata da 166 pubblicazioni a stampa (alcune su riviste internazionali) e da 70 tesi di laurea di cui è stato coordinatore.

ATTIVITÀ UNIVERSITARIA

Ha insegnato Arte Mineraria al Politecnico di Milano (1951-1957), Giacimenti Minerari, Geologia, Geologia degli Idrocarburi all'Università di Cagliari (1956 -1973), Giacimenti Minerari e Prospezione Geo-Mineraria all'Università di Milano (1973-1992). Attualmente è a riposo.

RICONOSCIMENTI

Diploma di I^a Classe dei Benemeriti della Scuola, della Cultura e dell'Arte.

Premio dell'Accademia dei Lincei per studi di carattere Geo-Mineralogico.

Laurea "Honoris Causa" in Scienze Geologiche presso l'Università di Cagliari.

Premio Scientifico Tecnico Associazione Mineraria Subalpina, classe A per studi scientifici

APPARTENENZA AD ISTITUZIONI SCIENTIFICHE

- Socio Corrispondente dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Classe di Scienze Fisiche Matematiche e Naturali, Categoria IV, sezione Mineralogia e Applicazioni.

-
- Socio accademico dell'Accademia di Scienze e Lettere G.Capellini - La Spezia.
 - Socio dell'Associazione Mineraria Sarda (Presidente 1969-1970, Vice-Presidente 1992-1996).
 - Socio dell'Associazione Mineraria Subalpina (attualmente GEAM)(Vice-Presidente 1973- 1974).
 - Socio della Società Italiana Mineralogia e Petrografia (Presidente 1972-1973).
 - Socio della Society of Economic Geologist-New York (Vice-Presidente per l'Europa 1969-1972).
 - Socio Fondatore della Societè de Géologie Appliquèe aux Gites Mineraux - Parigi (Consigliere 1965-1971 e Presidente 1974-1976).
 - Socio della International Association on the Genesis of Ore Deposits; Praga (Consigliere 1963-968 e Membership Secretary 1968-1973).
 - Membro della International Federation of Societis of Economic Geologists - Berlino (Consigliere 1971-1974).
 - Membro della Osterreichische Akademie der Wissenschaften - Vienna.
 - Membro della Society of Sciences, New York

STEFANO PINTUS

INDICE

Prefazione - Giuseppe Benelli	5
Presentazione del volume - Stefano Pintus	7
Saluti	9
Giovanni Raggi <i>Le criticità geologiche del territorio della Provincia della Spezia</i>	15
Roberto Gianecchini, Dino Damilano e Alberto Puccinelli <i>Soglie pluviometriche critiche per l'innescò di frane superficiali a supporto della gestione di allerta: casi di studio nella Riviera Ligure di Levante (Sp)</i>	65
Stefano Pintus <i>Prime considerazioni di natura geologica sulle recenti manifestazioni di dissesto verificatesi a danno della viabilità provinciale</i>	89
A. Puccinelli, G. D'Amato Avanzi, R. Gianecchini, D. Marchetti, D. Nannini, A. Pochini, G. Raggi <i>Lo studio della stabilità dei pendii attraverso la definizione del modello geologico e l'analisi numerica: l'esempio di Marinasco-Strà (Comune della Spezia)</i>	101
A. Puccinelli, G. D'Amato Avanzi, Y. Galanti, R. Gianecchini, D. Marchetti, A. Pochini, M. Bertoni, S. Pintus <i>Analisi integrata di dati geologici, geomorfologici, geomeccanici e geofisici nella messa punto di una cartografia di sintesi per l'individuazione di zone a maggiore pericolosità sismica locale nei Comuni di Bolano e Calice al Cornoviglio (prov. della Spezia)</i>	163
Paolo Roberto Federici <i>In memoria di Pietro Elter (1927 – 2012)</i>	227
Stefano Pintus <i>In ricordo del Prof. Piero Zuffardi</i>	239