

# “VILLAROSA”

## Progetto di impianto di accumulo idroelettrico

*Comuni di Calascibetta, Enna e Villarosa (EN)*

### COMMITTENTE



### PROGETTAZIONE

STRATEGIES FOR WATER



Progettista: Ing. Luigi Lorenzo Papetti

## Relazione Geologica

REV.	DESCRIZIONE	DATA	REDATTO	VERIFICATO	APPROVATO
0	PRIMA EMISSIONE		G. Barreca	C. Pasqua	L. Papetti

Codice commessa: 1388

Codifica documento: 1388-A-CT-R-01-0



Università degli Studi di Catania, Dipartimento di  
Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

STRATEGIES FOR WATER  
**FROSIO**  
next 

# STUDIO GEOLOGICO DELL'AREA DEL LAGO DI VILLAROSA

Convenzione Scientifica tra FROSIO next S.R.L. e Dipartimento di  
Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Giovanni Barreca, Carmelo Monaco  
*giovanni.barreca@unict.it, cmonaco@unict.it*



## INDICE

<b>1. PREMESSA</b>	2
<b>2. OPERE IN PROGETTO</b>	4
<b>3. GEOMORFOLOGIA E DISSESTI</b>	5
3.1 Localizzazione	5
3.2 Geomorfologia	6
3.3 Dissesti	8
<b>4. ASSETTO GEOLOGICO REGIONALE</b>	13
4.1 Geologia Regionale	13
4.2 Il bacino Sedimentario di Caltanissetta	17
<b>5. ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE DELL'AREA DI STUDIO</b>	20
5.1 Stratigrafia	20
5.1.1 Argille varicolori (AV) e Formazione Polizzi (POZ)	20
5.1.2 Flysch Numidico (membro di Nicosia) (FYN)	20
5.1.3 Formazione Terravecchia (TRV)	21
5.1.4 Tripoli (TPL)	21
5.1.5 Depositi della Serie Evaporitica	21
5.1.6 Depositi Continentali Quaternari	23
5.2 Assetto Tettonico dell' Area di Studio	25
<b>6. INTERFERENZE CON LE OPERE</b>	29
6.1 Bacino di Monte e condotta forzata verticale	29
6.2 Centrale in Caverna-Caverna Trasformatori- Pozzo Piezometrico	30
6.3 Galleria di accesso alla centrale	31
6.4 CANALE di Scarico-Pozzo paratoie	31
<b>7. STUDIO IDROGEOLOGICO DELL'AREA</b>	33
7.1 Idrologia ed Idrogeologia	33
7.2 Qualità delle Acque Sotterranee	36
<b>8. INDICAZIONI SULLA PERMEABILITÀ DEI TERRENI</b>	38
<b>9. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE</b>	40
<b>10. RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI</b>	42
<b>11. DISEGNI E ANNESSI</b>	43

## 1. PREMESSA

Per incarico della Frosio Next S.r.l. con sede legale in via Corfù 71, 25124 Brescia, Il Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali dell'Università degli studi di Catania, nella persona del responsabile scientifico Prof. Giovanni Barreca, ha eseguito uno studio geologico-strutturale nei dintorni del lago di Villarora (En) in Sicilia centrale su un'area di circa 27 km<sup>2</sup> allo scopo di fornire un modello geologico di supporto alla realizzazione di un sistema di accumulo idroelettrico mediante impianto di pompaggio puro, tra l'invaso esistente di Villarosa (diga di Morello) e un nuovo bacino da realizzarsi nel comune di Villarosa (EN) in contrada Lago Stelo. Il presente studio è rivolto dunque alla ridefinizione dell'assetto geologico-stratigrafico e alla caratterizzazione dello stile strutturale dell'area. A tal fine, è stato eseguito *ex novo* un rilievo geologico di dettaglio (scala 1: 10.000) nella parte a nord dell'area investigata e revisionati i rilievi disponibili per la parte sud, originariamente eseguiti dall'Università di Catania nell'ambito del progetto CARG (<https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/sicilia.html>) Foglio n. 631 Enna-Caltanissetta.

Il rilievo geologico è consistito sia nel riconoscimento dei terreni affioranti e del loro assetto giaciturale sia sull'identificazione, caratterizzazione geometrica e cinematica delle strutture tettoniche presenti. L'assetto geologico di sub-superficie è stato interpretato tramite l'esecuzione di n.4 sezioni geologiche, localmente calibrate sia da sondaggi geognostici (spinti fino alla profondità di 40 m dal p.c.) che da tomografie sismiche ed elettriche realizzate per l'occasione.

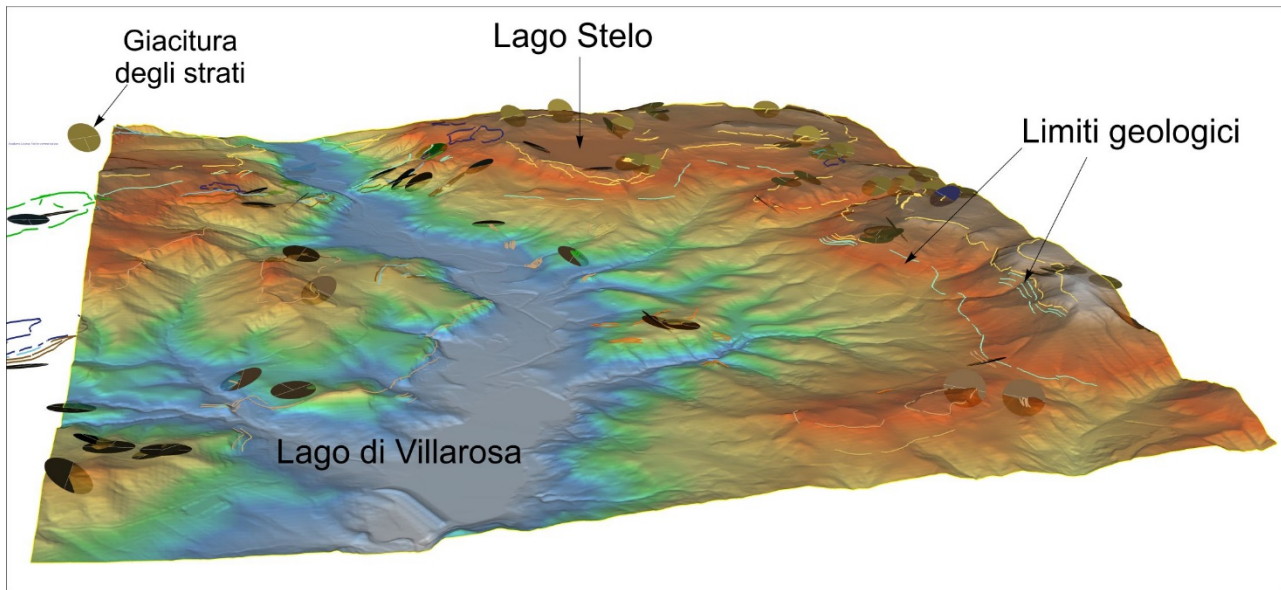
I dati geologici e strutturali sono stati collezionati in occasione di rilievi di campagna effettuati nel mese di giugno 2022.

I dati opportunamente analizzati e validati sono poi confluiti nella compilazione di una carta geologico-strutturale di dettaglio estesa per l'area investigata. Al fine di minimizzare l'errore, i dati collezionati sono stati interpretati in ambiente 3D dove la mappatura dei limiti stratigrafici e delle strutture tettoniche è stata affinata tramite l'ausilio di stereo-coppie digitali in scala 1: 33.000 - 1: 10.000 e di un modello digitale del terreno (DTM) di elevata risoluzione al suolo (cella 2 x 2m-pixel) disponibile per l'area (dati Regione Siciliana:

<https://www.sitr.regione.sicilia.it/geoportale/it/metadata/details/502>).

Tutti i dati geologico-strutturali sono stati acquisiti sia con metodo classico che tramite l'applicativo FieldMove ed opportunamente geo-riferiti nel Datum WGS84 in proiezione UTM33 (Figura 1-1).

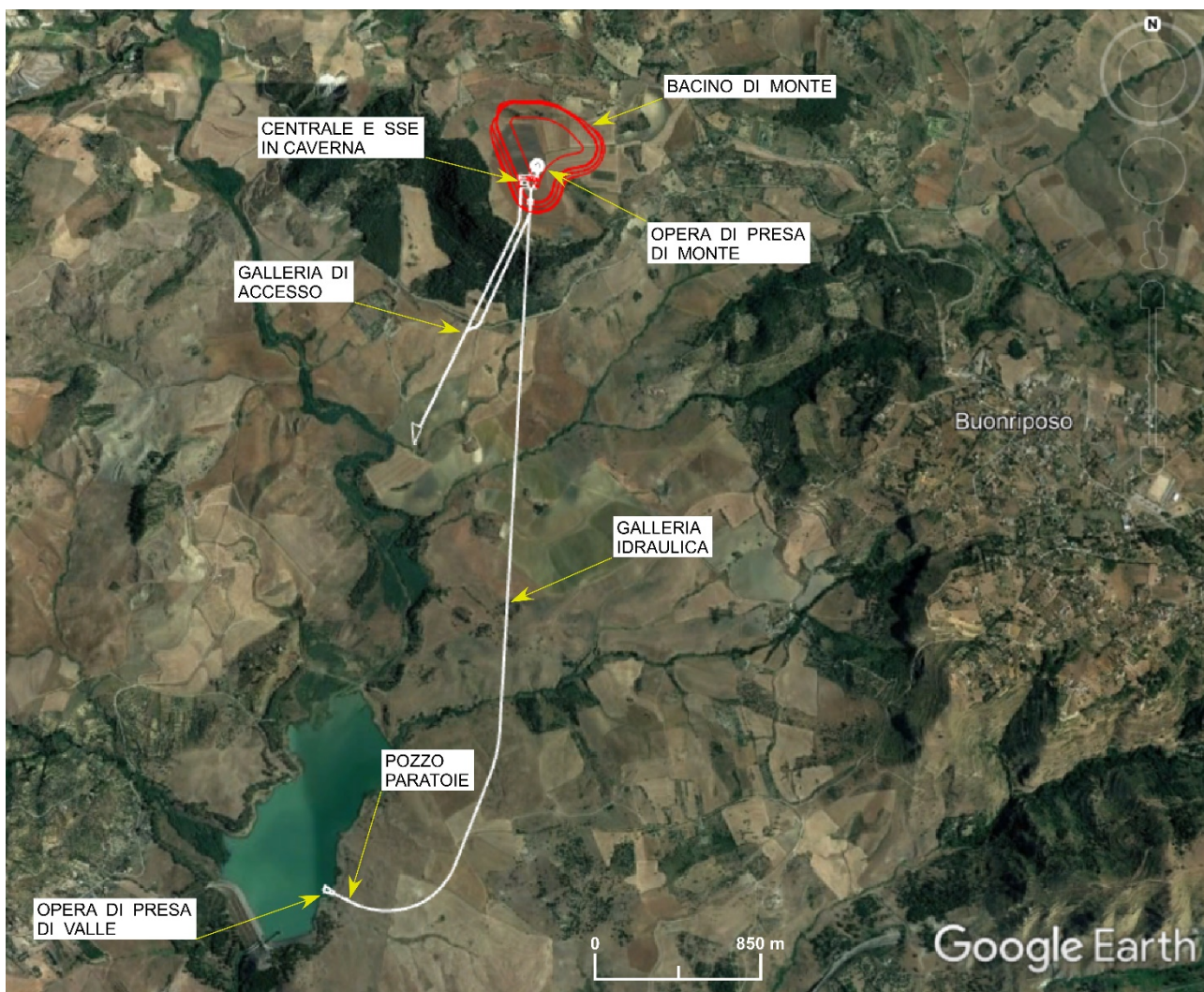




**Figura 1-1** Dati geologici 3D (limiti e giaciture degli strati) collezionati sul terreno ed analizzati in ambiente 3D con l'ausilio di un modello digitale del terreno (risoluzione 2x2 m- Dati regione Siciliana)

## 2. OPERE IN PROGETTO

Nell'ambito del presente progetto di accumulo idroelettrico (pompaggio), a parte il nuovo bacino di monte, presso l'invaso esistente di Villarosa sarà realizzata un'opera di presa che si raccorda con la galleria di scarico (galleria idraulica), un pozzo paratoie, una centrale in caverna ed una sottostazione elettrica anch'essa in caverna. (Figura 2-1). Il nuovo bacino artificiale (bacino di monte), di forma irregolare, verrà realizzato tramite scavo e riporto di terreno in corrispondenza di un altopiano situato circa 3 km a NNE dell'invaso di Villarosa (contrada Lago Stelo). In corrispondenza del bacino di monte si prevede la realizzazione di un'opera di presa e restituzione a calice costituita da una soglia di calcestruzzo di forma circolare.



**Figura 2-1 layout di impianto**

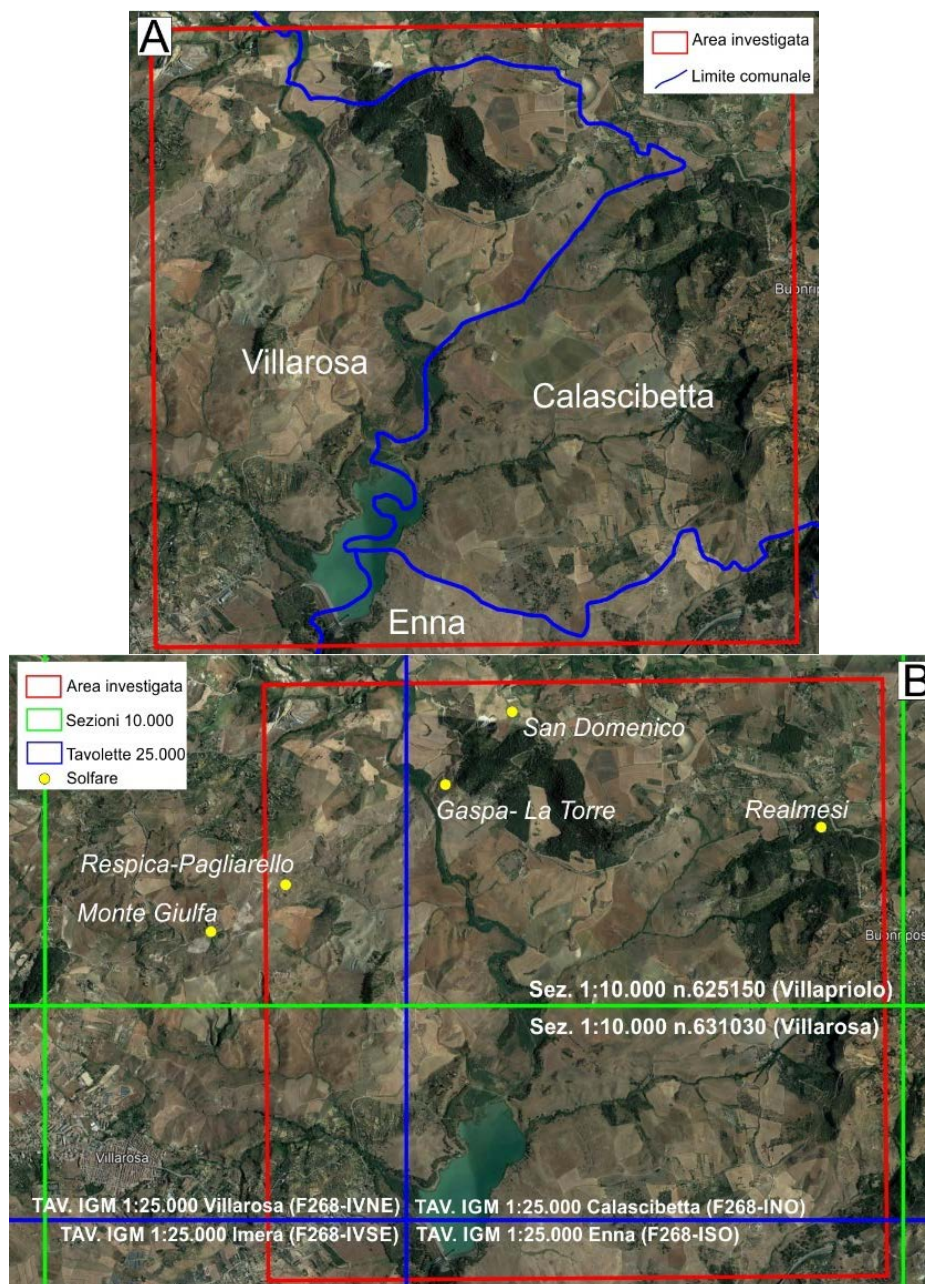
L'opera di presa convoglierà le acque all'interno di una condotta verticale (condotta forzata), lunga circa 300 m, fino alla centrale in caverna. La centrale sarà connessa tramite una galleria idraulica con l'opera di presa di valle.



### 3. GEOMORFOLOGIA E DISSESTI

#### 3.1 LOCALIZZAZIONE

L'area investigata si colloca in Sicilia centrale in Provincia di Enna ed è compresa nei territori comunali di Villarosa ad Ovest, Calascibetta ad Est ed Enna a Sud-Est (Figura 3-1a), i cui limiti territoriali si congiungono in corrispondenza del Lago di Villarosa. L'area è inquadrabile cartograficamente nelle tavolette IGM in scala 1:25.000 "Villarosa" (F.268-IVNE), "Calascibetta" (F. 268-INO), "Imera" (F.268-IVNE) ed "Enna" (F.268-ISO) mentre nella Carta Tecnica Regionale (C.T.R.), l'area ricade nelle sezioni in scala 1: 10.000 n° 631030 (Villarosa-parte Sud) e n° 622150 (Villapriolo-parte Nord) (Figura 3-1b).



**Figura 3-1** a) Territori comunali ricadenti nell'area investigata. b) Inquadramento cartografico dell'area investigata

L'area è attraversata dal fiume Morello, un affluente di sinistra del fiume Imera meridionale nel quale confluisce in prossimità del ponte Capodarso. Tra gli anni '60-'70, il Fiume Morello è divenuto immissario ed emissario del Lago Morello, un invaso artificiale esteso per circa 1 km<sup>2</sup> nato per scopi industriali a supporto dell'attività della miniera di Pasquasia, ubicata circa 8 km più a Sud. Cessato l'uso industriale delle acque, queste ad oggi non vengono utilizzate, inoltre dal 2008 è in vigore una limitazione di invaso e le acque sono lasciate sfiorare liberamente. L'area investigata, per la sua collocazione nel contesto geologico siciliano (Bacino di Caltanissetta, vedi Capitolo 4) rappresenta il margine sud-orientale di uno dei maggiori bacini minerari di estrazione dello zolfo della Sicilia. Nel secolo scorso questa zona è stata oggetto di un'intensa estrazione mineraria. L'attività mineraria nell'area è testimoniata dall'occorrenza di alcune solfate ubicate nella fascia settentrionale del settore rilevato. che rappresenta. Tra queste si menzionano le solfate Gaspa-la Torre e San Domenico nel settore nord-occidentale, la solfata Realmesi in quello nord-orientale, e le solfate Monte Giulfra e Respica-Pagliarello nel settore occidentale, tutte attive fino alla seconda metà del secolo scorso (Figura 3-1).

### 3.2 GEOMORFOLOGIA

Sotto il profilo geomorfologico, l'area è caratterizzata da un tipico rilievo collinare con versanti mediamente acclivi che esibiscono forme risultanti principalmente dal modellamento ad opera dell'azione fluviale (doc. ref. 1388-A-CT-D-01-0). Modifiche dell'assetto geomorfologico del territorio sono riconducibili anche all'azione della forza di gravità che ha favorito nel tempo lo sviluppo ed evoluzione di fenomeni franosi diffusi soprattutto lungo i versanti più acclivi. Un ruolo significativo nell'evoluzione geomorfologica dell'area è senza dubbio giocato dalla natura prevalentemente argilloso-marnosa dei terreni affioranti (vedi Paragrafo 3.3) e dalle pendenze dei versanti cui va aggiunto però anche l'intenso grado di tettonizzazione che caratterizza le successioni sedimentarie mappate (in particolar modo quelle più antiche, Argille Varicolori e Formazione Terravecchia). Gli sforzi tettonici compressivi (con asse massimo sub-orizzontale ed orientato NNO-SSE) e le conseguenziali deformazioni cui il settore è stato sottoposto durante la sua evoluzione geologica sembrano aver favorito il decadimento delle caratteristiche geotecniche delle stesse con la diminuzione della coesione e della resistenza al taglio. La morfogenesi del paesaggio in questione è dunque connessa primariamente a fattori tettonici e litologici ed è definito da una apprezzabile varietà di forme. Queste ultime sono fondamentalmente legate all'instaurarsi di processi di erosione selettiva in relazione ai differenti litotipi affioranti.

In linea generale, il paesaggio che caratterizza l'area investigata è dominato dalla valle fluviale del fiume Morello che ha inciso le successioni affioranti per centinaia di metri. Il fiume attraversa l'area scorrendo verso sud dove, sbarrato dalla diga Morello negli anni '70, è divenuto immissario ed



emissario del bacino artificiale di Villarosa. L'azione fluviale ha intensamente modellato il paesaggio formando, per progressivo approfondimento del reticolo idrografico, un'ampia valle fluviale generalmente a buon grado di simmetria. Nelle porzioni settentrionali (Contrada Gaspa), la valle si presenta con una tipica forma a V profonda circa 300 m (sistema fluviale confinato) ed è caratterizzata, nelle fasce altimetriche medio-basse, da versanti mediamente inclinati. I rilievi a morfologia collinare, che si sviluppano per la maggior parte nelle successioni argilloso-marnose (Argille Varicolori, Formazione Terravecchia e Marne di Enna), sono caratterizzati da modeste dorsali e forme blande e sono localmente interessati da erosione accelerata in corrispondenza delle incisioni fluviali più significative. Le modeste pendenze che caratterizzano i versanti argillosi si inaspriscono localmente in corrispondenza delle intercalazioni arenaceo-conglomeratiche della Formazione Terravecchia (TRV b e d, vedi Paragrafo 5.1) o dove affiorano i termini della serie evaporitica. In corrispondenza di questi litotipi, e sulla base della variabilità del rilievo (energia del rilievo, quote, pendenze, geologia), si individuano unità geomorfologiche riconducibili per lo più a strette dorsali asimmetriche allungate in accordo alla direzione degli strati che formano un tipico paesaggio a “*cuestas*” (Figura 3-2).



**Figura 3-2** Rilievi a “*cuestas*” nel settore occidentale dell'area investigata (località Rocca Danzese)

Alle quote più elevate, in corrispondenza degli affioramenti litoidi del Pliocene superiore (ENNb, Calcareniti di Capodarso), le pendenze si accentuano progressivamente fino a raggiungere valori di 25-30°. Verso sud, proseguendo verso il Lago di Villarosa, le sponde prevalentemente argilloso-marnose dell'incisione fluviale del fiume Morello, sono caratterizzate da pendenze più modeste e generalmente inferiori ai 10°. Nei settori meridionali, l'incisione fluviale diventa aperta e con alveo piatto ed è spesso caratterizzata lateralmente da pianori riconducibili a forme terrazzate dei depositi alluvionali.

L'analisi in ambiente GIS del modello altimetrico digitale (DTM) disponibile per l'area, ha consentito una analisi più accurata della distribuzione delle pendenze e dell'esposizione dei versanti (Figura 3-3).

In generale, l'area investigata è caratterizzata da inclinazioni medie di circa  $16.5^\circ$  ma può raggiungere valori di pendenza elevati (circa  $80^\circ$ ) in corrispondenza degli affioramenti litoidi (Figura 3-3a). I versanti sono principalmente esposti verso Nord (Figura 3-3b).

### 3.3 DISSESTI

L'insacco e l'evoluzione di fenomeni franosi sui versanti mediamente acclivi dell'area investigata è stato favorito sia dalla presenza di formazioni argilloso-marnose che all'occorrenza si presentano scarsamente cementate e/o intensamente fratturate e/o alternate a livelli plastici che dall'approfondimento del reticolato idrografico.

Tra i fattori predisponenti, oltre alle scarse caratteristiche meccaniche dei litotipi, si aggiungono spesso cause antropiche (i.e., riprofilatura dei versanti connesse con attività estrattive, sovraccarichi in zone scoscese, variazioni del regime di deflusso superficiale, disboscamenti e irrazionali lavorazioni agricole). In accordo al censimento dati PAI (Piano per l'Assetto idrogeologico della Regione Siciliana - aggiornamento) e IFFI (Inventario dei fenomeni franosi in Italia - Ispra), l'area è interessata da movimenti di versante di diversa tipologia e con diverso grado di attività (doc. ref. 1388-A-CT-D-02-0).

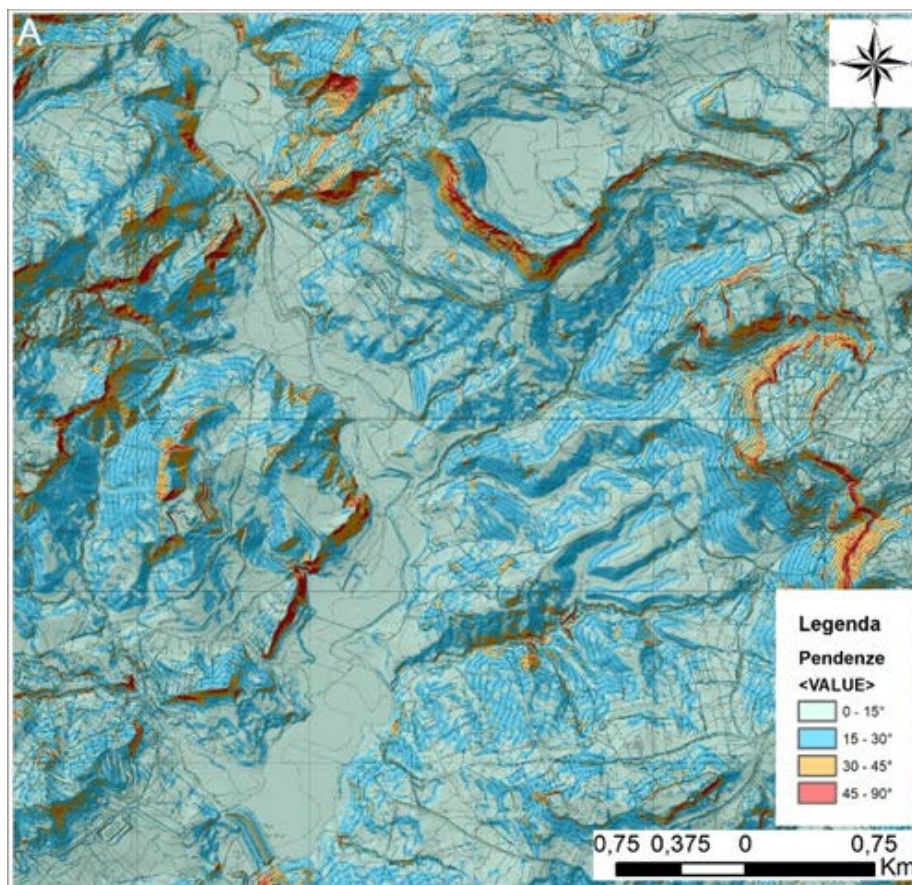
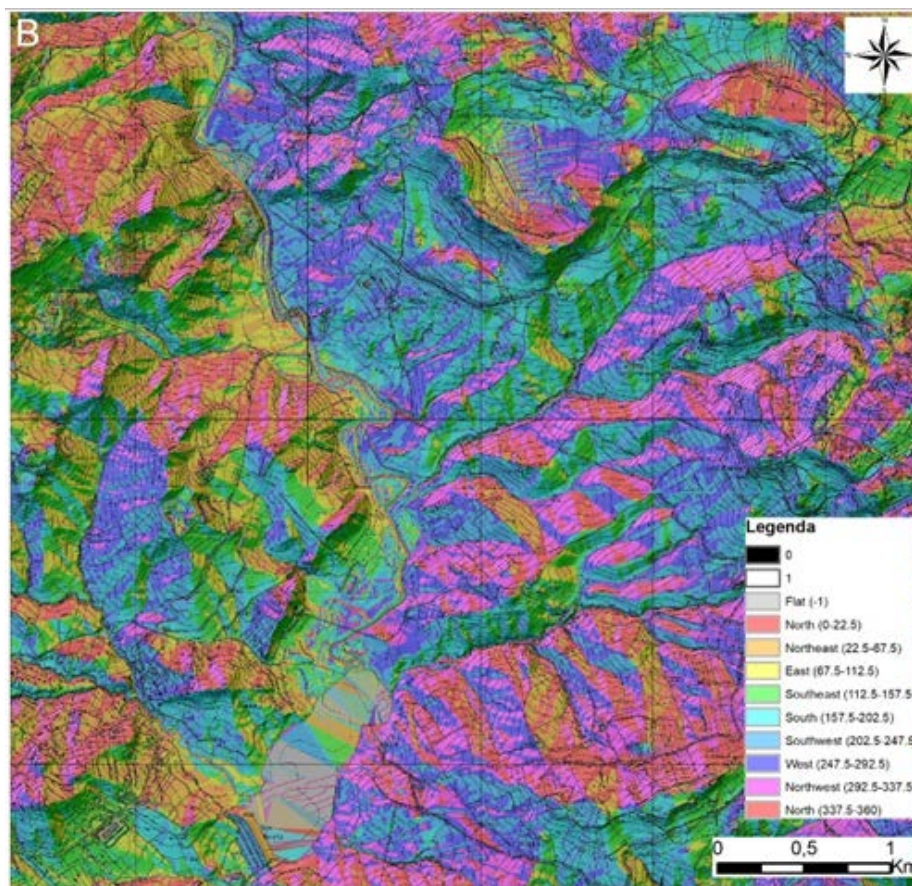


Figura 3-3 a) Mappa di distribuzione delle pendenze. b) Mappa dell'esposizione dei versanti. Il rettangolo rosso identifica l'area studiata





**Figura 3-3 - continua**

I dissesti insistono per lo più, distribuendosi a varie quote, nei versanti coesivi argilloso-marnosi della Formazione Terravecchia (TRVa) dove esibiscono generalmente modeste dimensioni areali. Tra i dissesti, prevalgono in numero quelli per erosione accelerata (vedi doc. ref. 1388-A-CT-D-02-0) cui seguono quelli di scorrimento rotazionale o traslativo vedi doc. ref. 1388-A-CT-D-03-0).

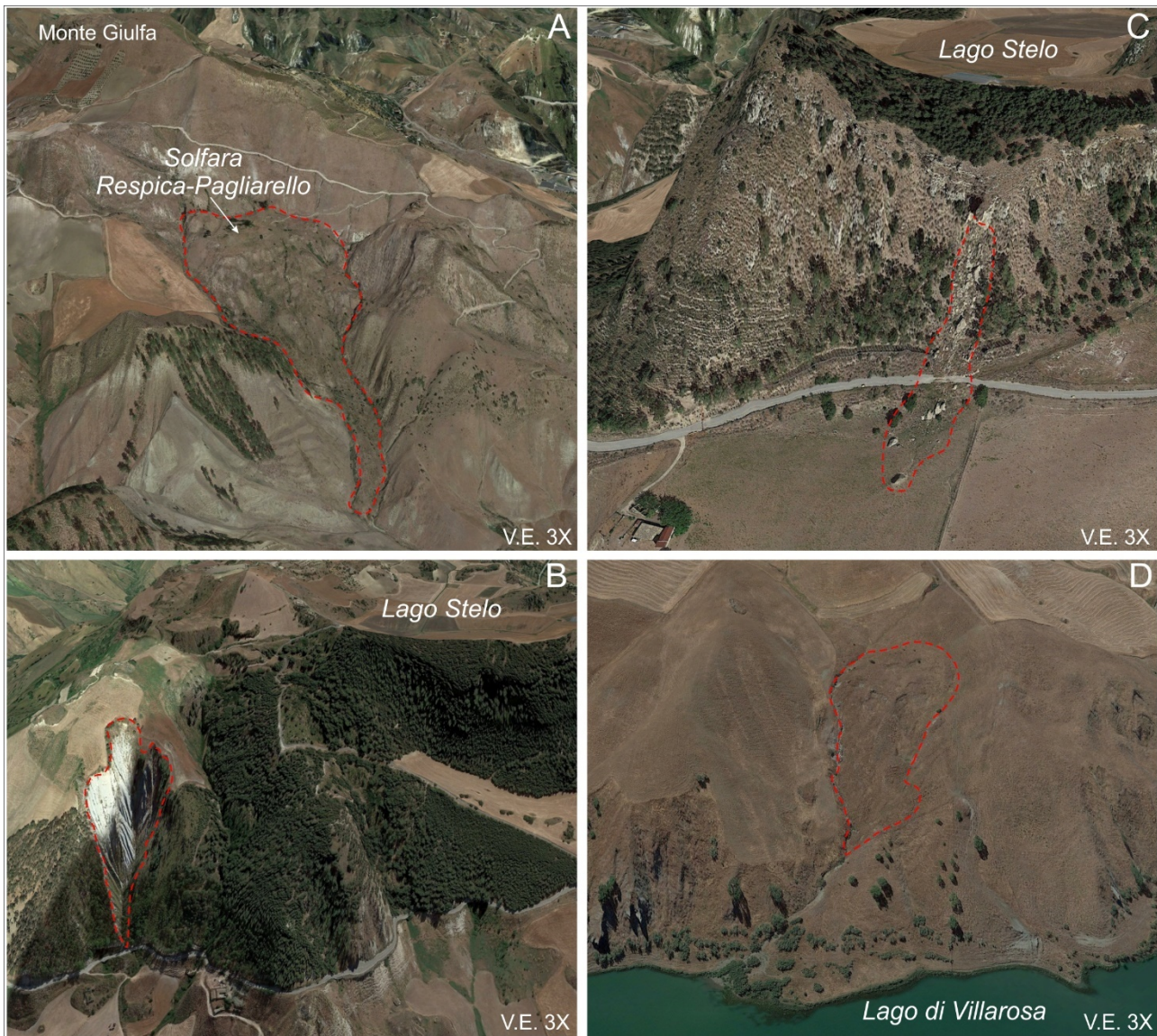
I dissesti per erosione accelerata si sviluppano principalmente nelle aree di fondovalle di incisioni torrentizie interessando i litotipi argilloso-marnosi della formazione Terravecchia (TRVa) e delle Marne di Enna (ENNa).

Movimenti di versante per scorrimento rotazionale sono stati censiti nel settore occidentale dell'area investigata. Il più esteso tra questi si individua ad Est di Monte Giulfa dove l'instabilità di versante ha coinvolto un versante esposto a SE per circa 0.25 km<sup>2</sup> (Figura 3-4a). In accordo con i dati PAI, il dissesto principale risulta stabilizzato naturalmente ma evidenzia locali riattivazioni. I sopralluoghi sul terreno hanno evidenziato come le possibili cause di riattivazione sono probabilmente da imputare al sovraccarico del versante in seguito all'abbancamento di materiale di scarto della miniera Respica-Pagliarello. Ulteriori processi di erosione accelerata riconducibili a forme calanchive (doc. ref. 1388-A-CT-D-03-0), tuttora in evoluzione, si distribuiscono principalmente lungo le sponde del Fiume Morello (Figura 3-4b). Instabilità di versante per crollo e/o ribaltamento (doc. ref. 1388-A-CT-D-03-

0) coinvolgono principalmente i versanti litoidi e mediamente più inclinati. Sulla parete Sud del costone arenaceo che borda il Lago Stelo, tra Contrada Gaspa ad Ovest e Case Bastione ad Est, fenomeni di crollo attivi interessano un'area di circa 40.000 m<sup>2</sup>. Poco più a Est, un ulteriore fenomeno di crollo, non ancora censito nel PAI, interessa il versante arenaceo in prossimità di Case Buscella (Figura 3-4c). Movimenti lenti di versante sono stati osservati lungo la sponda sinistra del lago di Villarosa caratterizzati da morfologie a mammelloni (Figura 3-4d). Quasi tutti i dissesti censiti nel PAI sono classificati come attivi ad eccezione di parte del dissesto rilevato ad Est di Monte Giulfa (Figura 3-4a). Solo due dissesti, censiti immediatamente a sud di Rocca Danzese, risultano inattivi o quiescenti. Per quel che concerne la pericolosità idraulica, il PAI segnala un “sito di attenzione” per fenomeni di esondazione nel settore nord-occidentale dell'area esaminata, interessando l'area a nord di Rocca Danzese tra Case Faguano e Case Curione (doc. ref. 1388-A-CT-D-01-0).

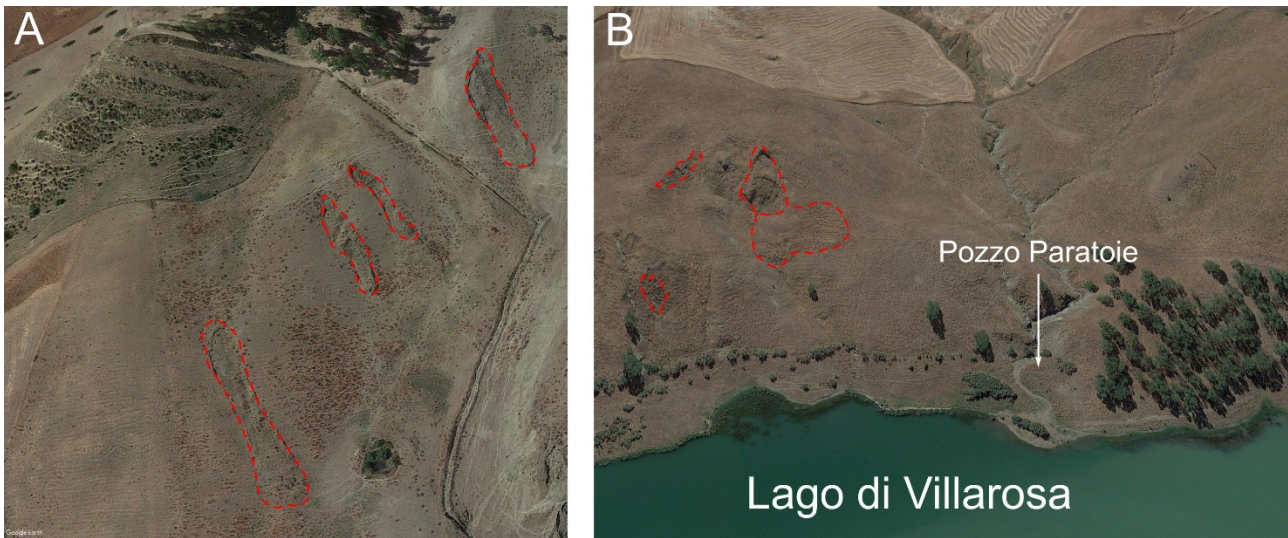
Rispetto ai dissesti già censiti nelle cartografie tematiche ufficiali (PAI-IFFI), oltre alla frana di crollo di Case Buscella (Figura 3-4c), il rilievo di terreno ha permesso la mappatura di alcune frane per scorrimento rotazionale ubicate ad est di Rocca Danzese e a circa 2 km dalle opere in progetto (doc. ref. 1388-A-CT-D-02-0). Tali dissesti, sono caratterizzati da modesta estensione areale e si sviluppano su un versante argilloso-marnoso (TRVa) esposto a nord-ovest (Figura 3-5° e b).





**Figura 3-4** a) Frana per scorrimento rotazionale nel settore occidentale dell'area investigata. b) Calanchi nelle Marne di Enna in Contrada Gaspa (settor Nord-occidentale). c) Frana per crollo e/o ribaltamento che interessa la SS290. d) Deformazioni superficiali lente (soliflusso) sui versanti del Lago di Villarosa

Data la natura superficiale dei dissesti descritti e l'assenza di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (D.G.P.V) sulla proiezione in superficie delle opere sotterranee, si escludono, allo stato attuale delle conoscenze, possibili interferenze tra le opere in progetto e i dissesti censiti nella cartografia tematica ufficiale (PAI-IFFI) e mappati nel presente studio.



**Figura 3-5** a) Frane recenti per scorrimento rotazionale nel settore occidentale dell'area investigata (est di Rocca Danzese) b) Modeste frane per scorrimento rotazionale e/o deformazioni superficiali lente mappate sul versante est del lago di Villarosa



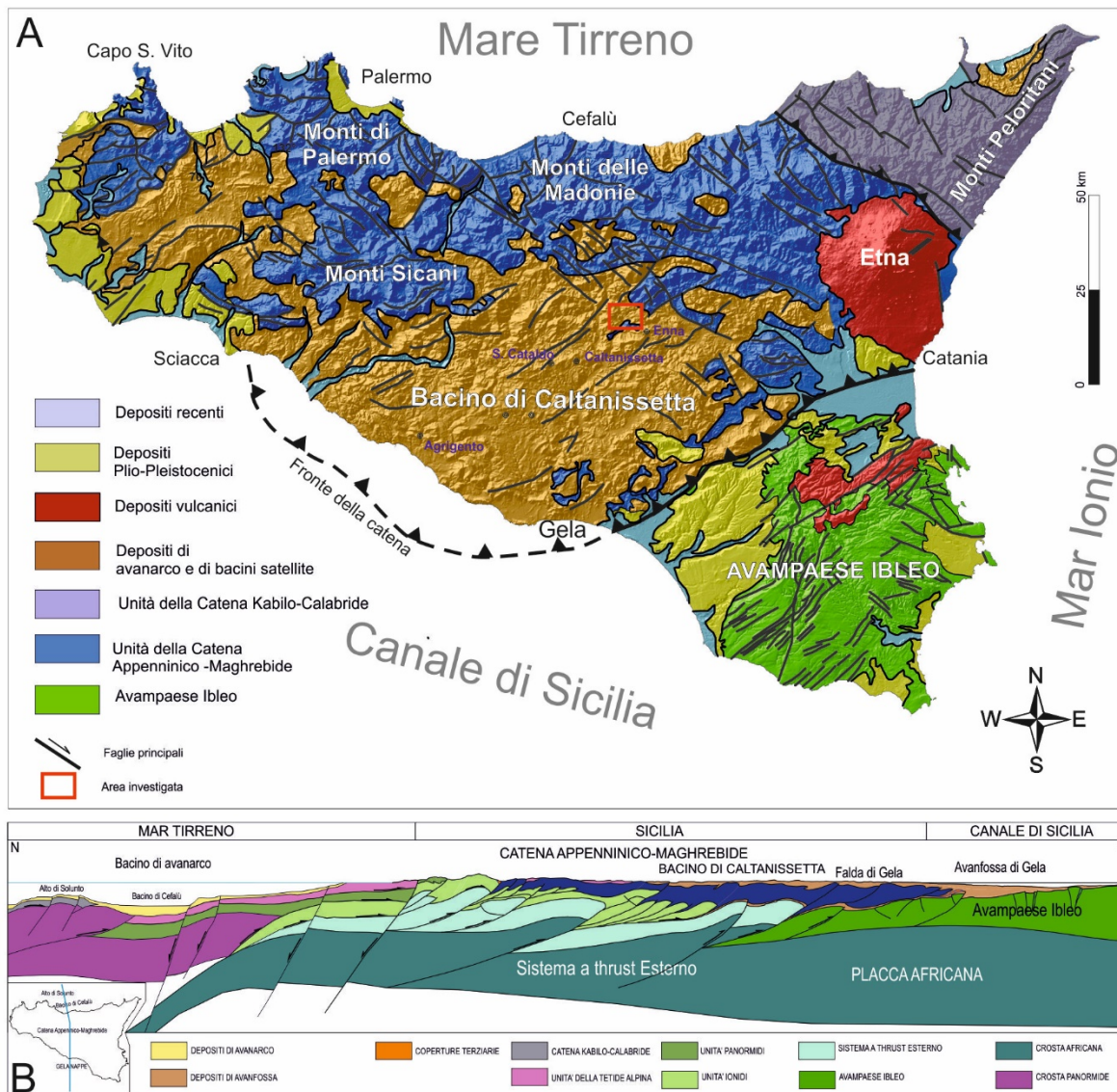
## 4. ASSETTO GEOLOGICO REGIONALE

### 4.1 GEOLOGIA REGIONALE

L'assetto tettonico attuale dell'area mediterranea è il risultato di una lunga storia collisionale originatasi in risposta ai movimenti di convergenza attuatesi tra la Placca Europea a nord e quella africana a sud a partire dal Neogene. Il raccorciamento orogenico ha progressivamente coinvolto gli originari margini delle due placche dando luogo ad una complicata configurazione catena-avanfossa-avampaese, i cui domini strutturali sono oggi riconoscibili su larga scala nell'area centro-mediterranea (Figura 4-1). Nell'attuale configurazione tettonica della regione centro-mediterranea si possono distinguere 1) un domino orogenico, composto da tre distinti sistemi a *thrust* oggi tettonicamente sovrapposti e prodotti dalla deformazione dell'originario margine afro-adriatico, dell'oceano Tetideo e dell'originario margine europeo, 2) un dominio di Avampaese, a caratteristiche crostali differenti, comprendente il margine afro-adriatico (il Blocco Pelagiano e quello Apulo) e il Bacino Ionico (Finetti, 1982), e 3) un dominio di *hinterland*, derivante da deformazioni intraplacca europea, che hanno comportato dapprima la rotazione del Blocco Sardo-Corso (Rehault et al., 1984) e successivamente l'apertura del Bacino Tirrenico (Scandone, 1979). In questo contesto, la Sicilia rappresenta strutturalmente la parte emersa di un ampio dominio orogenico che si estende dalle zone del Maghreb in Africa settentrionale fino all'Appennino centro-settentrionale in Italia (Figura 4-2a).







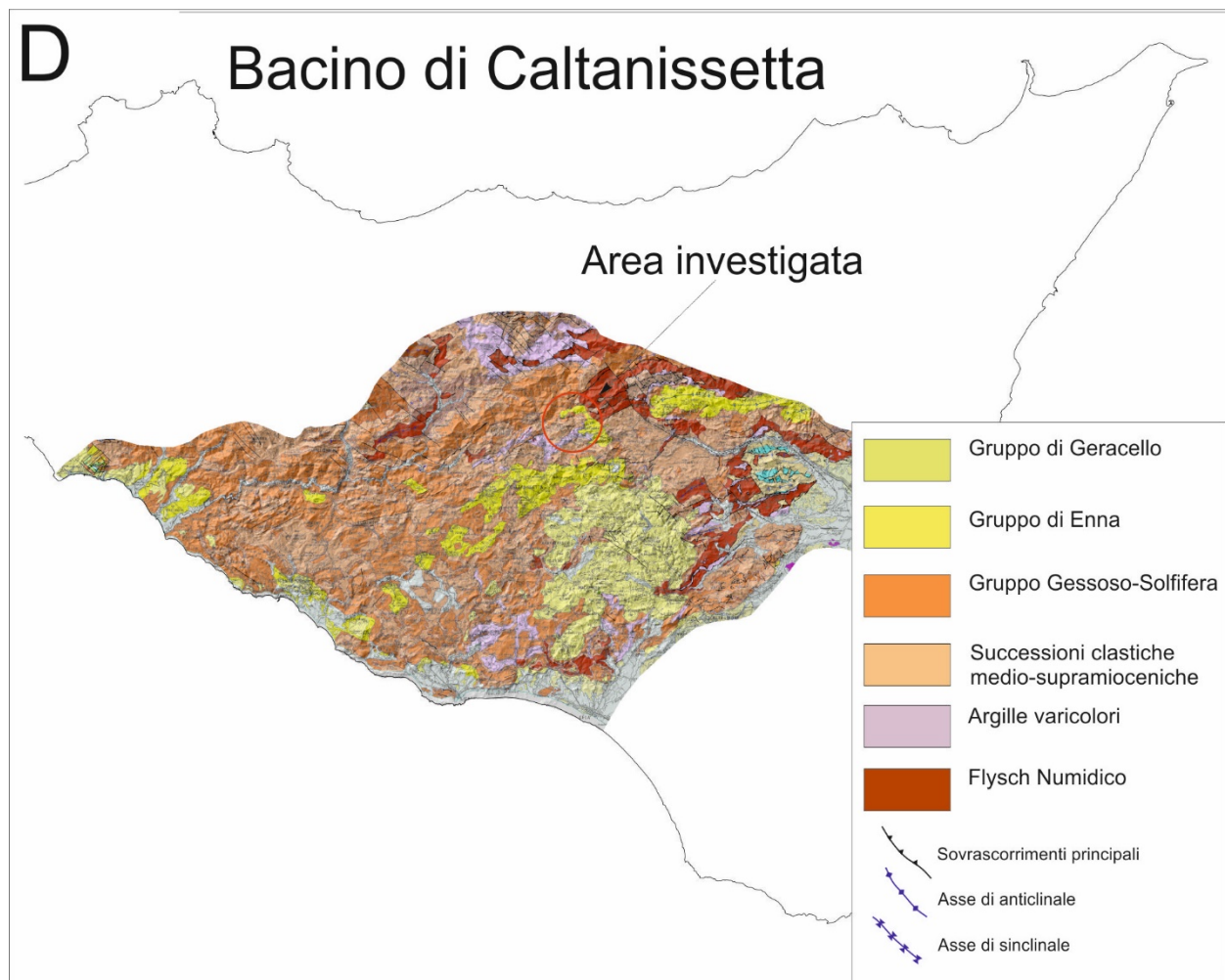
**Figura 4-2** a) L'area investigata nel contesto geologico-strutturale della Catena Siciliana; b) Sezione crostale attraverso la Catena Siciliana

Il dominio orogenico in Sicilia è caratterizzato dunque da tre distinti sistemi a *thrust* tettonicamente sovrapposti, che disegnano complessivamente una geometria a duplex a scala regionale (Lentini et alii, 1994, Figura 4-2a). L'elemento pellicolare al tetto della struttura è formato da due distinti edifici tettonici, la Catena Kabilo-Calabride e la Catena Appenninico-Maghrebide (Figura 4-2b). L'elemento inferiore del duplex, già definito Sistema a Thrust Esterno da Lentini et alii (1990; 1994), forma un orizzonte ancora in parte sepolto che verso l'esterno si ricollega senza soluzione di continuità ai settori flessurati dell'Avampaese (Lentini et al., 1990).

La Catena Appenninico-Maghrebide, che occupa gran parte del territorio isolano, deriva dalla deformazione, a partire dall'Oligocene superiore, delle coperture sedimentarie della Tedide e dei paleodomini minori ad essa associati ed originariamente posti tra il margine europeo ed il margine africano. La catena è oggi sostanzialmente costituita da diverse unità stratigrafico-strutturali

tettonicamente accatastate le une sulle altre a formare un sistema pellicolare avampaese-vergente di pieghe e faglie inverse. La formazione delle unità stratigrafico-strutturali è avvenuta in gran parte a spese della Tetide che ha fornito principalmente sequenze a carattere bacinale (Unità Sicilidi) e, in maniera subordinata, dal denudamento tettonico di settori a crosta continentale da cui hanno avuto origine le unità carbonatiche alloctone (Unità Panormidi). Al fronte di tali unità, si sono impilate le unità deformate dello Ionio (Unità Imeresi) (Finetti et al., 1996)

A partire dal Serravalliano, sulle unità in strutturazione del segmento siciliano della Catena Appenninico-Maghrebide, si sono depositati in discordanza conglomerati, sabbie e argille di ambiente fluvio-deltizio (Formazione di Castellana e Formazione Terravecchia), che venivano ospitati in bacini satellite, colmati dai depositi provenienti dallo smantellamento delle aree emerse della catena, mentre più a Sud essi andavano a riempire una estesa depressione strutturale, il Bacino di Caltanissetta (Figura 4-3).

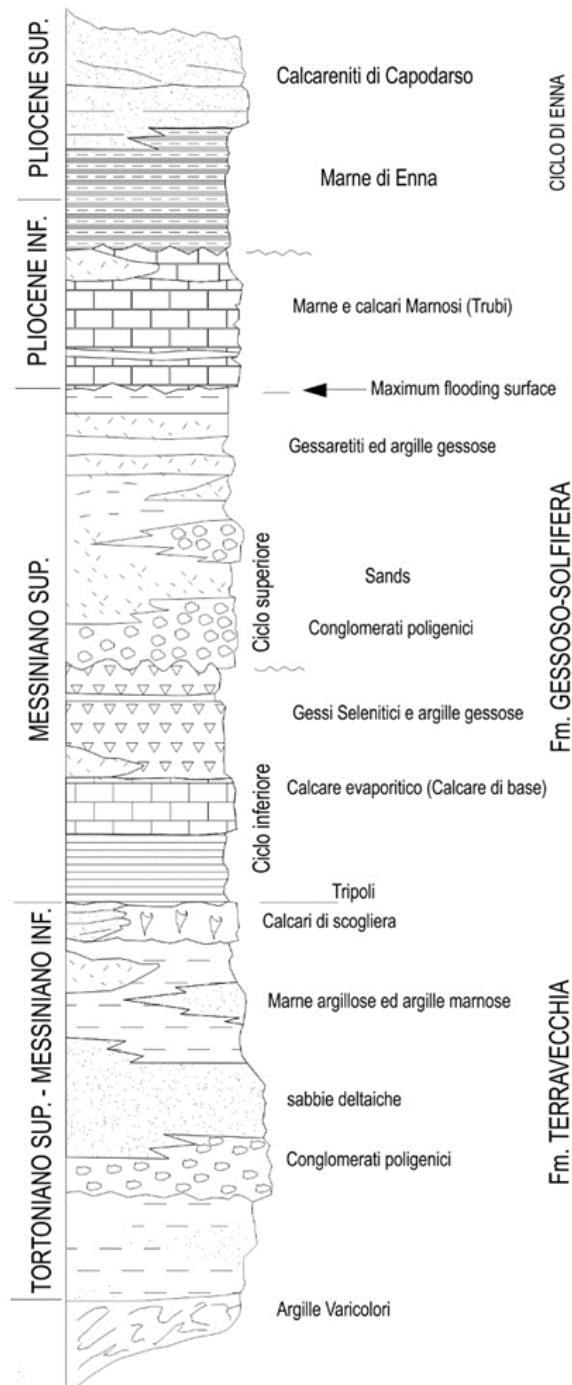


**Figura 4-3** Formazioni geologiche affioranti nel Bacino di Caltanissetta

#### 4.2 *IL BACINO SEDIMENTARIO DI CALTANISSETTA*

L'area investigata ricade all'interno del cosiddetto "Bacino di Caltanissetta" (Roda, 1968), un ampio bacino sedimentario subsidente durante il Neogene ed il Pleistocene inferiore, ubicato al fronte della catena e comprendente tutta la Sicilia centro-meridionale. Il Bacino è delimitato a SE dal Plateau Ibleo ed il limite tra i due domini può essere indicato attraverso un segmento passante immediatamente a SE degli abitati di Gela, Niscemi, Caltagirone e Palagonia. Verso NE la fascia di passaggio tra l'area di Avampaese e il suddetto bacino è identificata nella congiungente i paesi di Vittoria, Vizzini e Lentini dove il limite è sepolto dai depositi alluvionali della Piana di Catania. A nord, lungo una fascia che unisce gli abitati di Regalbuto, Nicosia, Gangi, Petralia e Polizzi Generosa, gli affioramenti di sedimenti medio-supramiocenici del bacino di Caltanissetta appaiono piuttosto limitati in conseguenza dei processi erosivi più intensi. Gli affioramenti adiacenti a questo margine settentrionale sono generalmente conservati al nucleo di strutture sinclinali. A nord di quest'area, le catene dei Nebrodi e delle Madonie, formati da un strutture a falde (Ogniben 1960; 1963), potrebbero rappresentare l'originario margine settentrionale del Bacino di Caltanissetta. Ad ovest il limite è segnato dai Monti Sicani, mentre verso SO il bacino è ampiamente aperto verso il Canale di Sicilia.

Sotto il profilo stratigrafico, Le successioni affioranti nel bacino (Figura 4-4) sono costituite da diversi cicli sedimentari neogenico-quadernari separati da discordanze principali (Roda, 1967; Lentini et al., 1991; Di Grande e Giandinoto, 2002; Progetto CARG, 2014).



**Figura 4-4 Successione Stratigrafica ricostruita per il bacino di Caltanissetta (da Finetti et al., 2005)**

Il termine più profondo della successione (Formazione Terravecchia, Rigo De Righi, 1954; Flores, 1959; Schmidt Di Friedberg, 1962) è costituito da argille grigio-azzurre e sabbie cui si intercalano lenti arenacee e conglomeratiche. Tale successione è ricoperta in discordanza dalla serie evaporitica Messiniana depostasi in accordo a due eventi evaporitici distinti (Decima e Wezel, 1971); 1) il complesso evaporitico inferiore costituito da Tripoli, Calcare di Base e Gessi primari (selenitici e/o laminati) e 2) il complesso evaporitico superiore costituito in prevalenza da una alternanza di gessi, silt argillosi e diatomiti su cui poggiano localmente ed in discordanza calcari di facies lagunare (Calcare Terminale). La successione pelagica dei Trubi (Pliocene inferiore) poggia con contatto





discordante sui sedimenti della serie evaporitica ed è seguita verso l'alto da sequenze calcarenitico-sabbiose plio-pleistoceniche.

Sotto il profilo strutturale, le successioni sedimentarie ospitate all'interno del Bacino di Caltanissetta sono state deformate da varie fasi tettoniche da cui si sono originate complesse strutture tettoniche. Tali elementi tettonici coinvolgono la serie gessoso-solfifera evaporitica messiniana e i Trubi (calcari marnosi e marne calcaree biancastri) infra-pliocenici, e consistono in sistemi di pieghe e sovrascorrimenti con varie geometrie, generalmente sud-vergenti. La successione Mio-Pliocenica è ricoperta in discordanza dalla serie sabbioso-calcarenitica del Pliocene superiore, a sua volta deformata da faglie inverse. Gli assi strutturali presentano una prevalente orientazione NE-SO nella parte centrale del Bacino, mentre nella regione sud-occidentale si osservano con frequenza maggiore strutture con assi diretti NO-SE.

## 5. ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE DELL'AREA DI STUDIO

### 5.1 STRATIGRAFIA

Il rilievo di terreno, eseguito alla scala di dettaglio di 1: 5.000 e restituito alla scala di 1:10.000, ha permesso di identificare le successioni affioranti e di caratterizzarne la loro litologia, il loro assetto giaciturale e stratimetrico. Il riconoscimento dei terreni è avvenuto in accordo ai classici criteri litostratigrafici con una suddivisione degli stessi in unità litostratigrafiche, in formazioni, e ove possibile nelle relative litofacies e/o membri (doc. ref. 1388-A-CT-D-03-0 e 1388-A-CT-D-04-0). In generale, l'area in esame è caratterizzata dalla presenza di cospicui volumi di sedimenti supra-miocenici di natura prevalentemente terrigena, evaporitica, clastico-evaporitica, ospitati in bacini di sedimentazione tipo *piggy-back*, le cui geometrie sono evidenziate dal rilievo di terreno. I terreni riconosciuti consistono di diverse successioni sedimentarie neogeniche variamente distribuite in affioramento e comprendono dal basso verso l'alto:

#### 5.1.1 ARGILLE VARICOLORI (AV) E FORMAZIONE POLIZZI (POZ)

Le argille varicolori (Cretacico-Oligocene), di spessore non determinabile data l'intensa deformazione subita, costituiscono i termini più profondi della successione riconosciuta e affiorano esclusivamente lungo una fascia a direzione Est-Ovest al limite meridionale dell'area investigata in prossimità della Diga Morello. Litologicamente si tratta di prevalenti argilliti scagliettate a struttura caotica, di colore variabile dal rosso vinaccia, al verde, al grigio ferro, contenenti intercalazioni di spessore decimetrico di radiolariti grigio-verdi e rossastre a frattura prismatica, arenarie a granulometria fine e calcisiltiti e calcareniti grigie (Figura 5-1a). La successione si presenta estremamente tettonizzata ed è deformata da zone di taglio pervasive. All'interno, la sequenza ingloba blocchi di dimensioni variabili, costituiti da lembi della calcarea Formazione di Polizzi. Questi ultimi affiorano in maniera discontinua in prossimità dello sbarramento della Diga Morello e consistono di calcari marnosi e marne, di colore rosso, biancastro o grigio, in strati di spessore variabile da qualche cm fino a circa 20 cm (Figura 5-1b).

#### 5.1.2 FLYSCH NUMIDICO (MEMBRO DI NICOSIA) (FYN)

I depositi del Flysch Numidico (Aquitaniiano-Burdigaliano), di spessore non determinabile in affioramento, affiorano in maniera limitata nella porzione sud-occidentale dell'area investigata (est di Cozzo del Lampo). Il Flysch Numidico costituisce la porzione sommitale dell'Unità di Nicosia ed è costituito nell'area da un'alternanza di prevalenti argille e argille siltose di colore da bruno a bruno tabacco con sottili interstrati siltitici, in intervalli di spessore da decametrico a centimetrico, e di quarzoareniti torbiditiche bruno-giallastre in strati in genere lenticolari spessi fino a 1-2 m.

### 5.1.3 FORMAZIONE TERRAVECCHIA (TRV)

I depositi della Formazione Terravecchia (Tortoniano sup- Messiniano inf.), di spessore ipotizzato intorno ai 200 m., occupano gran parte dell'area rilevata e poggiano in discordanza sulle precedenti unità. In generale, si tratta di una monotona sequenza di marne argillose e argille marnose di colore grigio-azzurro o bruno (TRVa) cui si intercalano, a più altezze stratigrafiche, corpi a geometria lentiforme di conglomerati (TRVb), sabbie (TRVc) e arenarie (TRVd). La facies argilloso-marnosa (Figura 5-1c), affiora estesamente in gran parte del settore analizzato mentre quella conglomeratica è stata mappata in Contrada Gaspa- Pera a Nord-Ovest del Lago di Villarosa (Figura 5-1d) dove esibisce spessore massimo intorno ai 50 metri. La facies arenitica (Figura 5-1e) si presenta ben stratificata e forma intercalazioni spesse 15-20 m principalmente nel settore Ovest dell'area investigata dove il litotipo, inclinato verso N-O, forma le dorsali di Cozzo Sciannari e Cozzo del Lampo. Ad Est del Lago di Villarosa, la facies arenitica affiora in corrispondenza di Case Tita, Cozzo Romano e Case S. Nicola, dove è costituita da spesse bancate potenti 8-10 m e giace stratigraficamente sulla facies sabbiosa (TRVc), quest'ultima data prevalentemente da sabbie quarzose a stratificazione indistinta e potente fino a circa 20 m.

### 5.1.4 TRIPOLI (TPL)

La formazione Terravecchia passa gradualmente verso l'alto al Tripoli (Messiniano Inf.) che affiora, con spessore massimo intorno ai 50 m) esclusivamente nel settore Nord-Ovest dell'area in Contrada Gaspa (Strada Statale n. 290). Litologicamente si tratta di una successione di diatomiti bianche laminate, fissili, talora alternate a peliti fogliettate bituminose e marne diatomitiche laminate di colore biancastro con abbondanti foraminiferi planctonici (Figura 5-1f). Questa unità litostratigrafica, caratteristica di ambienti anossici, rappresenta il passaggio da condizioni di sedimentazione marina a tipiche condizioni evaporitiche.

### 5.1.5 DEPOSITI DELLA SERIE EVAPORITICA

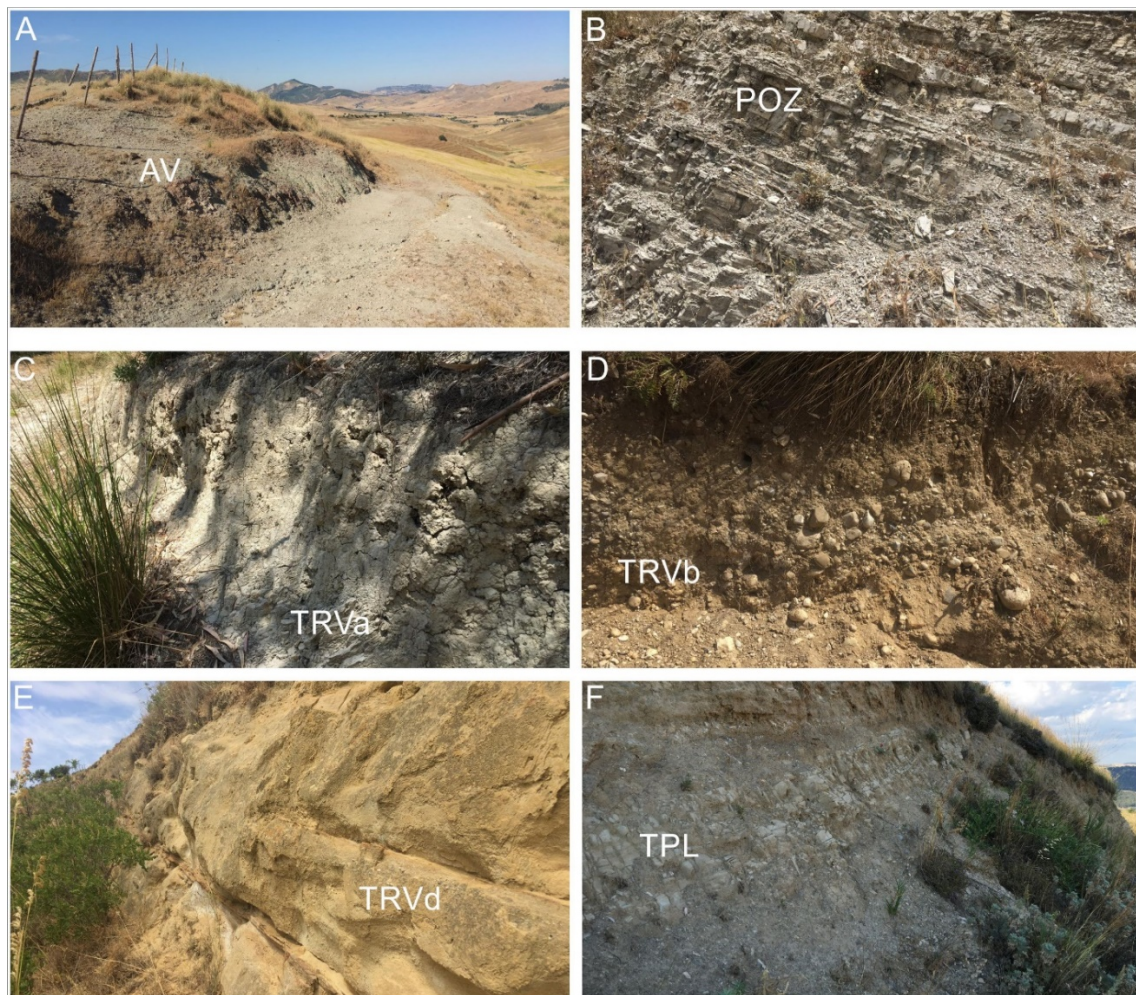
I depositi messiniani della serie evaporitica sono in generale rappresentati da due distinti cicli separati tra loro da una discordanza angolare a carattere regionale e corrispondono ai complessi evaporitico inferiore e superiore (Decima & Wezel, 1971). Nell'area rilevata affiorano solamente i termini appartenenti al ciclo inferiore.

#### ➤ Gessi (GTL2)

I Gessi (Messiniano) affiorano con spessori di 15-20 m nel settore Nord-occidentale dell'area in esame in contrada Gaspa (Strada Statale n. 290) e a Sud di Rocca Danzese dove costituiscono il fianco sud-orientale della struttura sinclinalica di Monte Giulfa. Limitati affioramenti sono stati rinvenuti in località Cozzo Gaspa-Pera a NO del lago di Villarosa. Il litotipo prevalente (Figura 5-2a), è costituito



da una sequenza di gessi microcristallini sottilmente laminati (ritmiti), in strati fino a 2 m, e gessi massivi ricristallizzati in grossi elementi geminati, stratificati in banchi di dimensione metriche, talora alternati a sottili livelli di argille gessose di colore bruno e di marne bituminose. Lo spessore varia da pochi metri fino a circa 50 m.



**Figura 5-1** a) Affioramento di Argille Varicolori in Contrada S. Nicola (margine meridionale dell'area investigata). b) Calciliti e Marne della Formazione di Polizzi. c) facies argilloso-marnosa (TRVa) della Formazione Terravecchia a Sud di Masseria Gaspa-La Torre. d) Facies conglomeratica della Formazione Terravecchia (TRVd) riconosciuta in C. da Gaspa-Pera (settore occidentale). e) Facies sabbioso-arenitica della Formazione Terravecchia (TRVd) affiorante tra Cosso del Lampo e Acquedotto Gazzana. F) Deposito pre-evaporitico del Tripoli (TPL)

### ➤ Trubi (TRB)

La successione pelagica dei Trubi (Pliocene inf.) affiora in maniera discontinua con spessori di 15-20 m sempre nel settore Nord-occidentale dell'area investigata (Contrada Gaspa) dove poggia, con contatto discordante, sui depositi messiniani della Serie Evaporitica. Litologicamente si tratta di un'alternanza di marne calcaree e calcari marnosi bianchi a foraminiferi planctonici organizzati in strati decimetrici (Figura 5-2b). Verso l'alto i Trubi si arricchiscono via via di livelli marnosi grigio-biancastri e sembrano quindi passare in continuità alle Marne di Enna (Roda, 1968) anche se i rapporti geometrici tra le due formazioni a livello regionale sono di non-parallelismo.

➤ **Marne di Enna (ENNa)**

Le Marne di Enna (Pliocene sup.) affiorano in maniera estesa nel settore orientale e settentrionale dell'area studiata dove poggiano in discordanza angolare sui sottostanti depositi miocenici ed infrapliocenici (Contrada Gaspa) ed esibiscono spessori intorno ai 200 m. Litologicamente si tratta di una sequenza potente circa 250 m di marne e marne argillose di colore grigio-azzurro, grigio-biancastre all'alterazione, a frattura concoide e a stratificazione poco evidente (Figura 5-2c). La monotona successione pelitica è interrotta da rare intercalazioni arenaceo-sabbiose di colore grigio-giallastro, spesse da pochi centimetri a qualche decimetro. Verso l'alto le intercalazioni arenaceo-sabbiose si infittiscono progressivamente, fino a dar luogo al superiore intervallo litostratigrafico delle Calcareniti di Capodarso.

➤ **Calcareniti di Capodarso (ENNb)**

Le Calcareniti di Capodarso (Pliocene sup.) occupano in affioramento, con spessori di 90-100 m, la parte Est e Nord dell'area investigata dove formano le dorsali di M. Corvo, Cozzo Facchiumello e Cozzo Cannarozzo. Questo intervallo è rappresentato da circa 70 metri di calcareniti ed arenarie a cemento calcareo, caratterizzati da evidente clinostratificazione e da stratificazione incrociata (Figura 5-2d). Sono presenti, inoltre, livelli di biocalcareniti a frammenti di molluschi, rodoliti ed echinodermi. Talora si rinvencono orizzonti ricchi di malacofauna a *Pecten* sp., *Venus* sp. e *Lucina* sp. Nella parte alta è presente, in maniera discontinua (zona Lago Stelo), un orizzonte prettamente sabbioso spesso fino a 15 m (ENNb<sub>1</sub>).

### 5.1.6 DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

I sedimenti più recenti rilevati sono rappresentati dai sedimenti lacustri (Lac) ed alluvionali attuali (b<sub>a</sub>) e recenti terrazzati (b<sub>b</sub>) d'età prevalentemente pleistocenica-olocenica e da corpi di frana (fr).

➤ **Depositi lacustri (Lac)**

Questi depositi di età Olocenica affiorano esclusivamente nel settore nord-orientale dell'area rilevata tra le dorsali di M. Corvo, Cozzo Facchiumello e Cozzo Cannarozzo, dove occupano il nucleo di una blanda depressione strutturale che si estende al di sopra delle Calcareniti di Capodarso (Contrada Lago Stelo). Si tratta in genere di sedimenti limosi di colore da bruno-nerastro a rossastro, contenenti abbondante materiale organico vegetale, cui s'intercalano rari livelli centimetrici di sabbie a granulometria molto fine. Lo spessore massimo di questi depositi, attraversato dal sondaggio VLL-03 in corrispondenza del depocentro del bacino lacustre, è di circa 20 m.





**Figura 5-2** a) Gessi laminati (GTL<sub>1</sub>) riferibili al ciclo inferiore della Serie Evaporitica affioranti a SE di Monte Giulfa. b) Marne e calcari marnosi (Trubi) affioranti a sud di Masseria Gaspa-La Torre. c) Marne di Enna (ENNa) riconosciute in località Gaspa-La Torre. d) Calcareniti di Capodarso. e) Materiale di scarto di miniera (h), mappato in prossimità della Miniera S. Domenico (fig. 3b)

➤ Depositi alluvionali attuali (b<sub>a</sub>) e recenti (b<sub>b</sub>)

Si tratta di prevalenti limi sabbiosi, con livelli di ghiaie e sabbie, che riempiono il fondovalle delle principali incisioni torrentizie, solitamente asciutte. Eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie. Lo spessore varia da pochi metri fino ad una decina di metri.

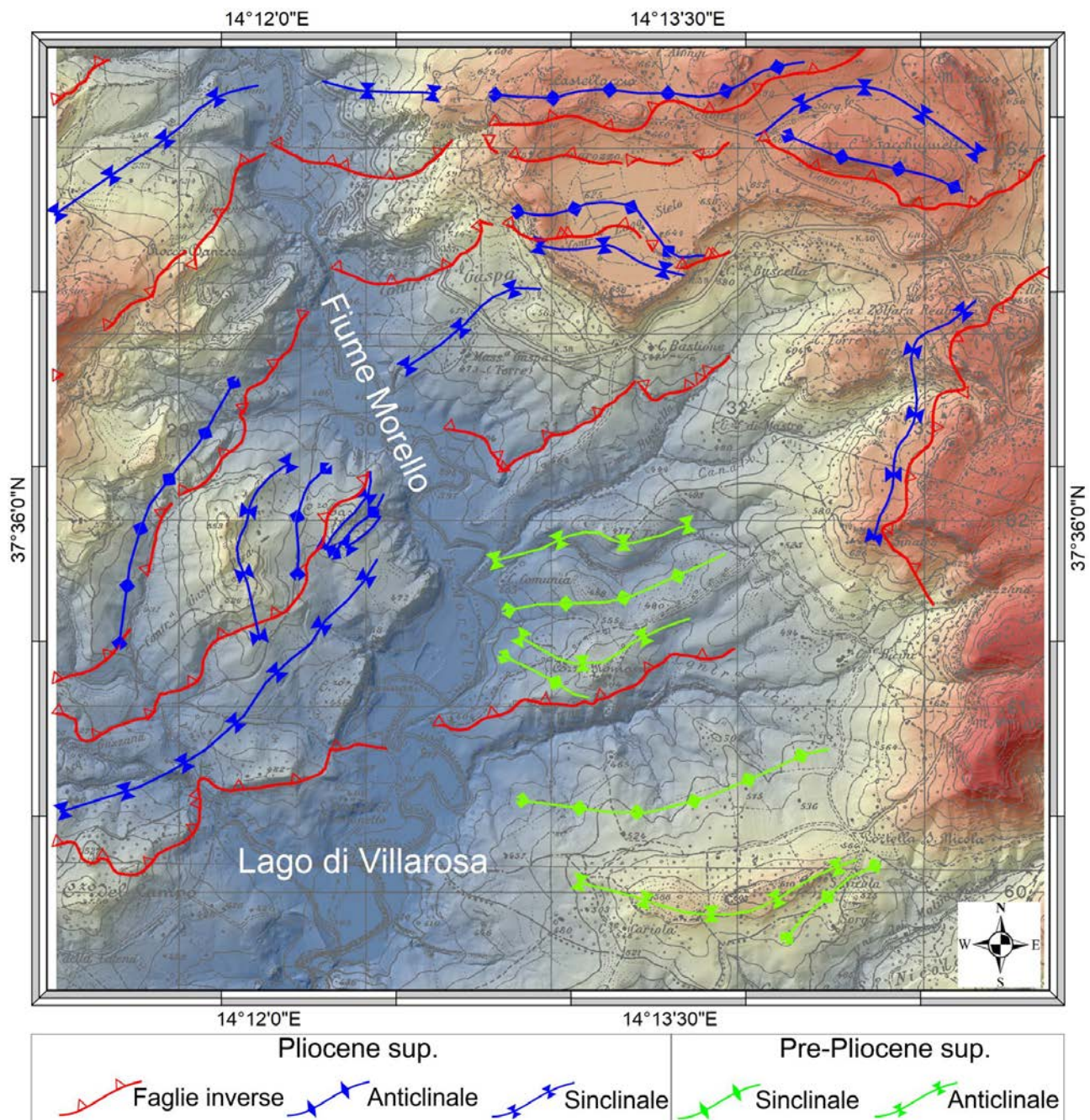
➤ Materiale di origine antropica (Scarti di Miniera) (h)

Questi materiali sono abbastanza diffusi nel settore Nord-occidentale dell'area rilevata e sono connessi all'attività estrattiva e successiva raffinazione dei prodotti estratti delle miniere di zolfo. Si tratta di accumuli antropici di materiale sciolto con caratteristiche di breccia grossolana ad elementi calcarei immersi in una matrice sabbioso-limosa rossastra (Figura 5-2e).



## 5.2 ASSETTO TETTONICO DELL'AREA DI STUDIO

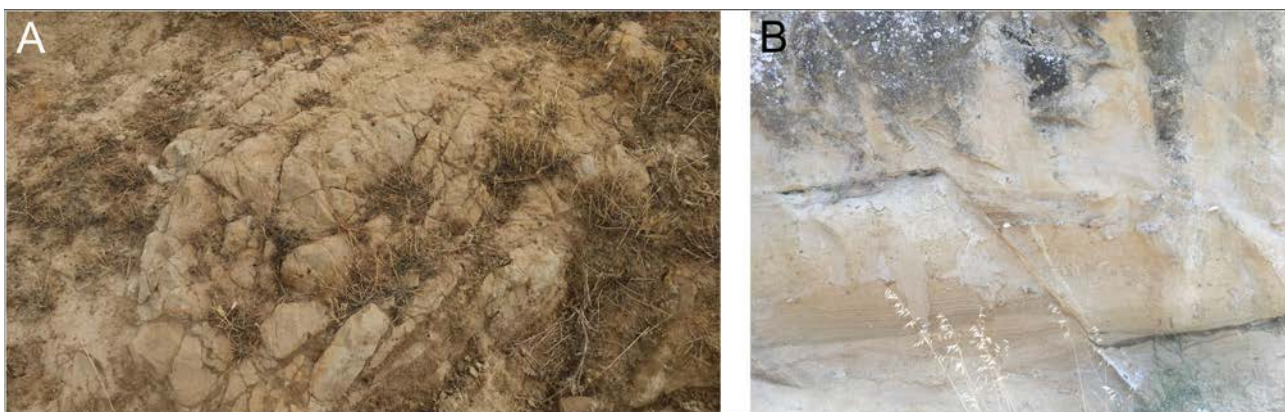
Il rilievo geologico strutturale ha permesso di individuare e caratterizzare cinematicamente le strutture tettoniche presenti nell'area. In generale, l'analisi delle strutture tettoniche osservate sul terreno indica che l'area è stata sottoposta, durante il Neogene, ad eventi di deformazione plicativa polifasica che hanno progressivamente coinvolto le successioni affioranti dando luogo a sistemi a pieghe e sovrascorrimenti (Figura 5-3).



**Figura 5-3** Carta Strutturale. Sono indicate le strutture tettoniche (pieghe e faglie inverse *-thrust-*) riconosciute nell'area investigata e loro probabile età

L'attivazione e propagazione delle strutture plicative sembra aver avuto nel tempo significative implicazioni sull'assetto sedimentario dell'area, talora controllando la deposizione in bacini satellite

e causando evidenti discordanze tra le varie formazioni riconosciute. Le deformazioni osservate nei depositi più antichi (i.e., Argille varicolori e Fm. Terravecchia) suggeriscono che, fino almeno al Tortoniano superiore, il raccorciamento tettonico era accomodato dallo sviluppo di sovrascorrimenti a basso angolo data anche l'occorrenza di sistemi di pieghe a bassa lunghezza d'onda nei depositi considerati. Uno di questi sovrascorrimenti è stato mappato immediatamente a sud dell'area investigata dove segue il corso del fiume Morello nell'ambito dei rilievi eseguiti per la stesura del Foglio n. 631 Enna-Caltanissetta. Il contatto tettonico è orientato ENE-OSO ed immerge a NNO di pochi gradi. La propagazione verso sud di tale discontinuità strutturale ha guidato la sovrapposizione meccanica delle argille varicolori (AV) sui depositi della Formazione Terravecchia, raddoppiando tettonicamente di fatto l'intera successione supra-miocenica. Gli elementi strutturali al tetto del sovrascorrimento sono compresi nell'area investigata e consistono di pieghe (anticlinali e sinclinali) generalmente aperte (Casa San Nicola e Cozzo Romano) e caratterizzate da lunghezza d'onda nell'ordine di 1-1,5 km e con assi di piegamento coassiali al sovrascorrimento principale (Figura 5-3, strutture in verde). Il piegamento ha coinvolto i depositi della Formazione Terravecchia (TRVa, TRVc, TRVd) ed è stato accompagnato dallo sviluppo di superfici di taglio a carattere pervasivo, osservate alla scala dell'affioramento (Figura 5-4a), che hanno intensamente tettonizzato i depositi considerati. Le osservazioni alla mesoscala hanno anche permesso di evidenziare, all'interno dei depositi arenitici della Formazione Terravecchia (TRVd), l'occorrenza di numerose strutture tettoniche a carattere estensionale (Figura 5-4b) interpretabili come il risultato di accomodamenti tettonici nei rispettivi bacini di sedimentazione, considerata l'attività sin-sedimentaria delle stesse.

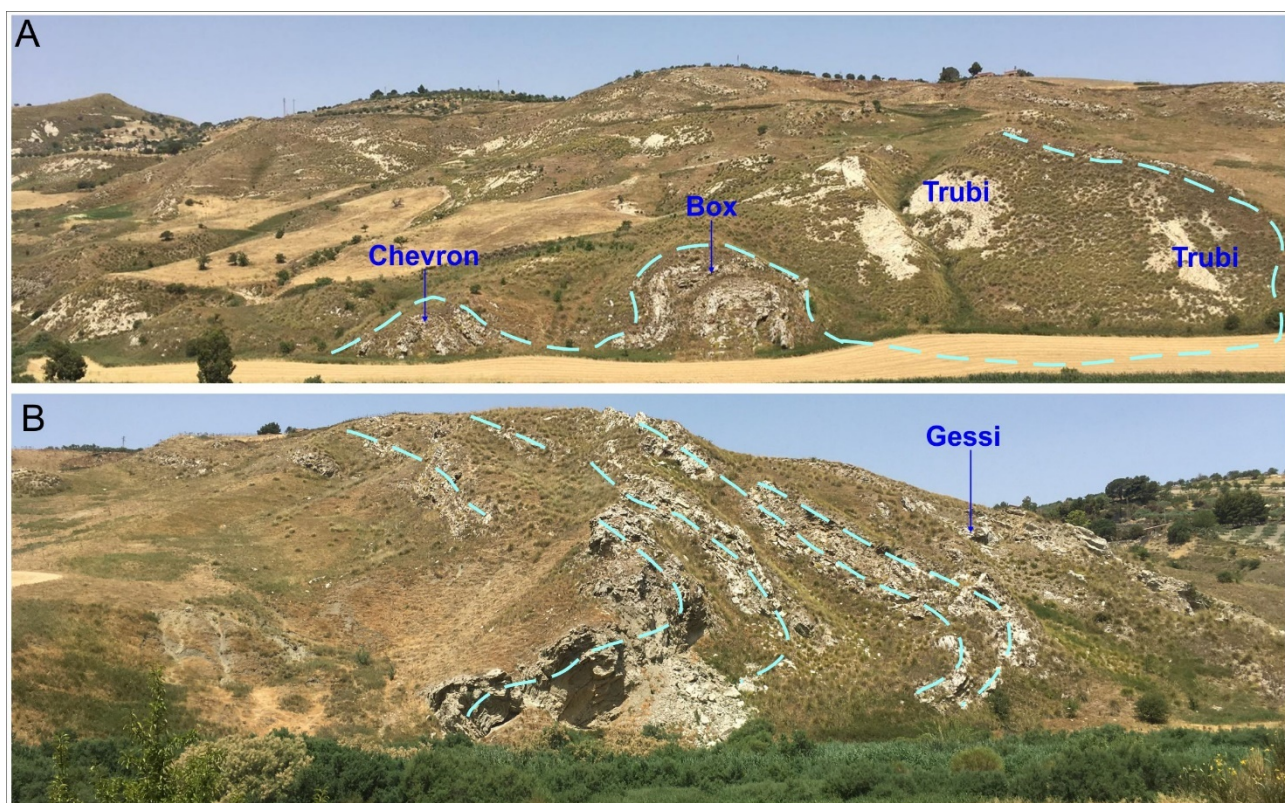


**Figura 5-4** a) Fratturazione pervasiva riconosciuta all'interno della facies arenitica (TRVd) in località case Cariola nel settore sud-orientale dell'area investigata b) Faglie normali di accomodamento all'interno di TRVd riconosciute in località Acquedotto Gazzana ad ovest del Lago di Villarosa

L'età di attivazione della fase plicativa descritta non è determinabile nell'area investigata sebbene alcune rare evidenze di crescita sintettonica nei depositi della Formazione Terravecchia (TRVd – Case San Nicola) indicherebbero un'attività prevalente delle strutture a basso angolo durante il Tortoniano superiore. Alla fase finale di questo evento plicativo, o ad una fase immediatamente



successiva, sono probabilmente attribuibili le deformazioni che hanno interessato i depositi del ciclo evaporitico inferiore e del Pliocene inferiore. Sul terreno, i depositi della Serie Evaporitica risultano deformati in sistemi di pieghe disarmoniche con lunghezze d'onda localmente inferiori ai 100 m. L'intenso piegamento, amplificato dalla natura plastica dei terreni considerati, ha dato luogo allo sviluppo di diverse tipologie di pieghe (es. *chevron* e *box folds*, Figura 5-5a), spesso caratterizzate da fianchi fortemente inclinati, talora rovesciati e superfici assiali coricate (Figura 5-5b). I Trubi del Pliocene inferiore appaiono deformati solidalmente ai depositi sottostanti sebbene una discordanza a carattere regionale li separi da questi (Figura 5-5a).

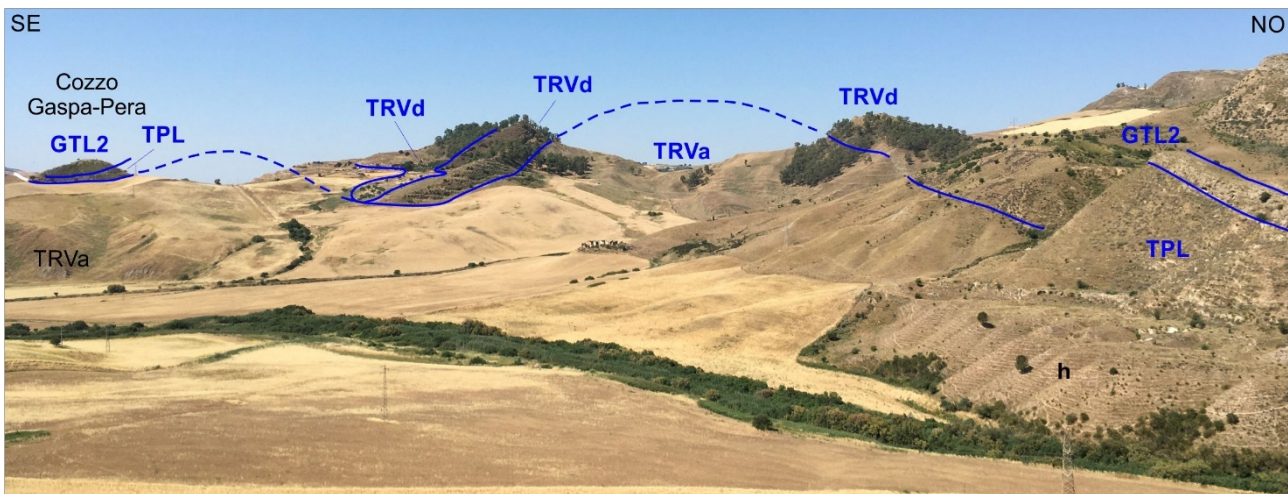


**Figura 5-5** a) Deformazioni a pieghe che interessano i depositi della Serie Evaporitica e dei Trubi riconosciute appena fuori dall'area investigata (settore NO). b) Piegata coricata

I rilievi sul terreno, insieme a considerazioni stratimetriche in ordine all'attitudine e quota di affioramento di alcuni livelli di riferimento (Gessi, Trubi), hanno permesso il riconoscimento di una fase plicativa più recente che ha visto l'attivazione di faglie inverse ad alto angolo e pieghe a lunghezza d'onda maggiore rispetto alle precedenti. Localmente, l'ispessimento progressivo verso-faglia delle Marne di Enna (ENNa), preservate al letto delle strutture tettoniche ad alto angolo (es. Contrada Gaspa), indicherebbe una sedimentazione sin-tettonica delle stesse. Inoltre, l'analisi delle deformazioni osservate alla mesoscala nei depositi del Pliocene inferiore (Trubi) dislocati dalle strutture tettoniche ad alto angolo, mostrano zone di deformazione ben sviluppate senza alcuna evidenza di deformazioni non lineari tipiche dello stadio di pre-litificazione. In virtù di queste



considerazioni, si può affermare che l'inizio di questa fase tettonica può essere ascrivito al post-Pliocene inferiore e che la stessa è perdurata per tutto il Pliocene. Le strutture associabili a questo evento plicativo supra-pliocenico sono state riconosciute in tutto il settore e consistono principalmente di faglie inverse mediamente inclinate ( $25-30^\circ$ ) ed immergenti verso NO, cui si associano anticlinali di rampa al tetto e sinclinali di consenso al letto (Figura 5-6 ed in doc ref. 1388-A-CT-D-04-0, Prof. D-D').



**Figura 5-6** Strutture anticlinali e sinclinali riconosciute nel settore occidentale dell'area investigata riferibili alla fase plicativa più recente (Pliocene superiore)

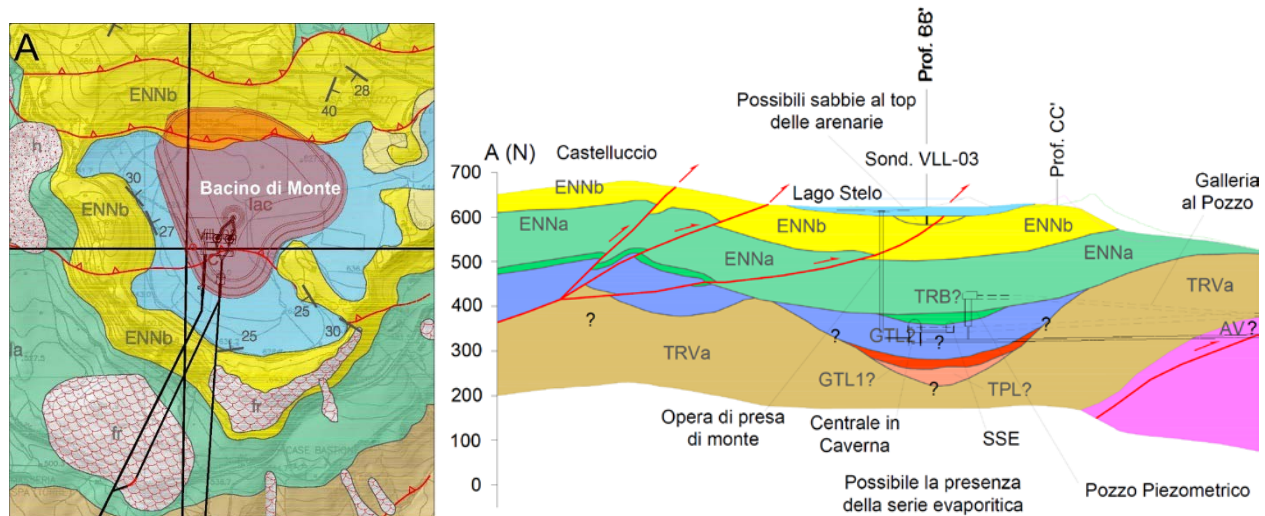
Tali strutture mostrano una direzione variabile da NE-SO ( $N240E$ ), nel settore occidentale, fino a circa E-O nel settore nord-orientale (dorsale di Cozzo Castellaccio-Cozzo Facchiumello), evidenziando di fatto una rotazione oraria delle stesse di circa  $60^\circ$  in senso orario. Nel settore Nord-occidentale, in Contrada Gaspa, una faglia inversa solleva i depositi pre-evaporitici (Tripoli- TPL) e del ciclo evaporitico messiniano sovrapponendoli tettonicamente sulle Marne di Enna. La deformazione si propaga anche nei livelli sovrastanti le marne fino a coinvolgere le Calcareniti di Capodarso. Nell'area del Lago Stelo, tre faglie inverse a direzione E-O (doc ref. 1388-A-CT-D-04-0, Profilo A-A'), interpretabili come *splays* di un'unica struttura più profonda, attraversano i terreni supra-pliocenici piegandoli in blande anticlinali di rampa. L'analisi delle giaciture degli strati nell'area del lago Stelo e la sua forma quasi circolare suggeriscono come lo stesso possa rappresentare una struttura di interferenza ("bacino" sensu Ramsey, 1867) prodotto da un piegamento polifasico in accordo alla rotazione oraria degli assi strutturali. Questa rotazione è collegabile all'attività di faglie trascorrenti destre che bordano il fianco orientale delle strutture sinclinali di Enna e Calascibetta. L'assetto tettonico dell'area è descritto in forma illustrativa nei profili geologici in doc ref. 1388-A-CT-D-04-0.

## 6. INTERFERENZE CON LE OPERE

Data la natura preliminare delle sezioni geologiche prodotte (doc ref. 1388-A-CT-D-04-0) in relazione, in questa fase progettuale, al numero di indagini geognostiche e geofisiche disponibili lungo i tracciati delle opere in progetto, in questo capitolo si descriveranno brevemente le possibili interferenze delle opere con l'assetto geologico-strutturale locale ricavato dal presente studio. Solamente per alcune opere (bacino di monte e pozzo paratoie) le indagini geognostiche e geofisiche condotte hanno permesso di caratterizzare completamente la successione stratigrafica che durante la costruzione di tali manufatti si incontreranno.

### 6.1 BACINO DI MONTE E CONDOTTA FORZATA VERTICALE

L'assetto geologico-strutturale dell'area su cui sorgerà il bacino di monte e verrà scavata la condotta forzata verticale è rappresentata nel profilo A-A' in doc ref. 1388-A-CT-D-04-0. che, per l'area in questione è calibrato dal sondaggio Villarosa\_03 spinto alla profondità di 40 m dal p.c e supportato, a livello interpretativo, da tomografie sismiche (Vp-Vs) ed elettriche che hanno raggiunto la profondità di 45 m. Il Bacino di Monte verrà realizzato in gran parte in corrispondenza dei depositi lacustri (Lac, spessore massimo 20 m) mappati in località Lago Stelo (Figura 6-1a), mentre la parte nord intercetterà i depositi arenacei del Ciclo di Enna (Calcareniti di Capodarso, ENNb). Il bacino intercetta due faglie inverse plioceniche nella porzione nord e sud, rispettivamente che non mostrano sul terreno evidenze di attività recente. La condotta forzata ha uno sviluppo in verticale di circa 270 m e, secondo il modello di sottosuolo ipotizzato per la parte settentrionale del profilo A-A' (calibrato solo fino a 45 m dal p.c.), dovrebbe intercettare, a partire dalla quota topografica, depositi lacustri (spessore 15 m), circa 120 m di calcareniti ed arenarie (Calcareniti di Capodarso, ENNb) e un uguale spessore di Marne di Enna (Figura 6-1b).

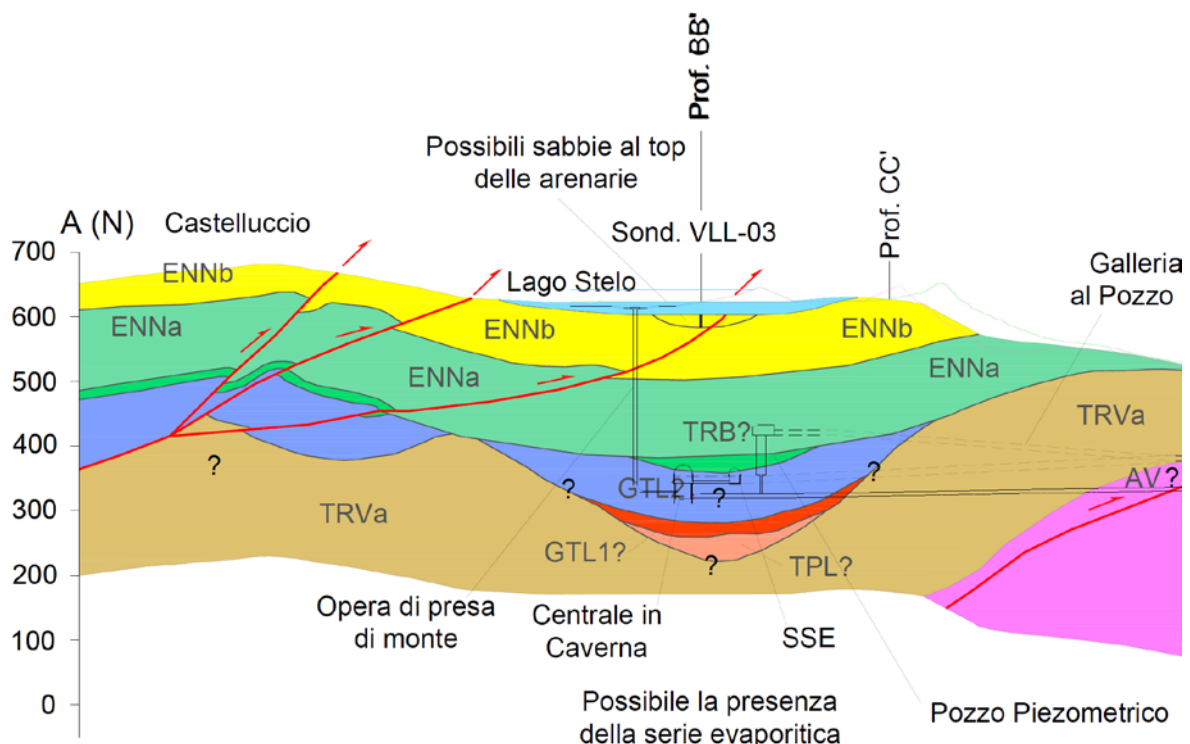


**Figura 6-1** a) Mappa geologica su cui sorgerà il Bacino di monte. b) Sezione geologica N-S ed interferenza con le opere previste nell'area (Bacino di monte e condotta forzata verticale). Per la litologia delle formazioni si veda la legenda in Allegato 2

L'opera dovrebbe poi intercettare, per il restante tratto verticale ed orizzontale (circa 90 m), i depositi della Serie Evaporitica (GTL<sub>2</sub>) qui ipotizzati in sottosuolo sulla base di proiezioni di affioramenti limitrofi (Contrada Gaspa). Allo stato attuale delle conoscenze, gli spessori di ENNa, ENNb e l'occorrenza della Serie Evaporitica, sono solamente ipotizzati. L'attraversamento di una superficie di taglio di una faglia inversa è previsto alla quota di circa 100 m dal p.c. dove condizioni di fratturazione pervasiva, con probabile decadimento delle caratteristiche fisiche originarie dei litotipi attraversati, e possibile circolazione localizzate di fluidi non possono escludersi.

## 6.2 CENTRALE IN CAVERNA-CAVERNA TRASFORMATORI-POZZO PIEZOMETRICO

La centrale in caverna e la caverna trasformatori ricadono sulla verticale del bacino di monte alla quota di circa 300 m dal p.c. dove l'assetto tettono-stratigrafico profondo è ipotizzato sempre nel profilo A-A'. Data la sua quota di progetto, la centrale in caverna dovrebbe intercettare in calotta i termini calcareo marnosi della Formazione dei Trubi (Pliocene inf.), mentre la restante parte, stante all'assetto ipotizzato, insisterebbe sui termini della serie Evaporitica (Gessi, GTL<sub>2</sub>) (Figura 6-2). Il pozzo piezometrico, previsto a circa 95 m a sud, rispetto alla caverna trasformatori, e alla profondità media di 180 m dal p.c. sarà scavato, nella sua parte alta (circa 54 m), nelle Marne di Enna (ENNa) per poi intercettare probabilmente i Trubi (circa 20 m) e infine i gessi (GTL<sub>2</sub>) per circa 33 m (Figura 6-2). Dato il possibile meccanismo di piegamento per scivolamento flessurale che interessa la successione stratigrafica, i contatti tra le formazioni TRB e GTL<sub>2</sub> possono presentarsi deformati da piani di taglio paralleli alla stratificazione con possibile scarsa circolazione localizzata di fluidi.

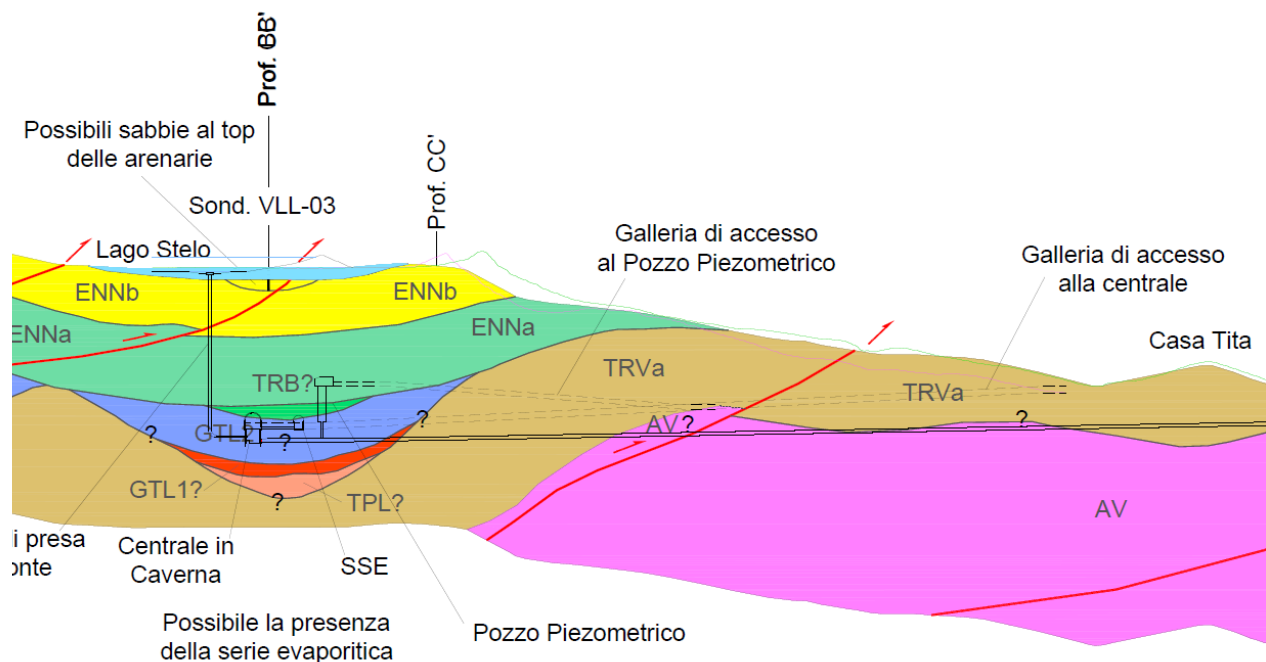


**Figura 6-2** Interferenze geologiche in profondità tra la centrale in caverna, la caverna trasformatori ed il pozzo piezometrico. Per la litologia delle formazioni si veda la legenda in Allegato 2



### 6.3 GALLERIA DI ACCESSO ALLA CENTRALE

L'assetto geologico-strutturale dell'area in cui verrà realizzata la galleria di accesso alla centrale è descritto nel profilo C-C' in doc ref. 1388-A-CT-D-04-0. La galleria in oggetto si diparte dalla caverna centrale intercettando ipoteticamente i gessi (GTL<sub>2</sub>) per una distanza di circa 230 m. Per i restanti 1220 m, la galleria viaggerà nei termini argilloso-marnosi della Formazione Terravecchia (TRVa) sebbene lenti arenaceo-sabbiose, non visibili in affioramento, possono essere intercettati (Figura 6-3).

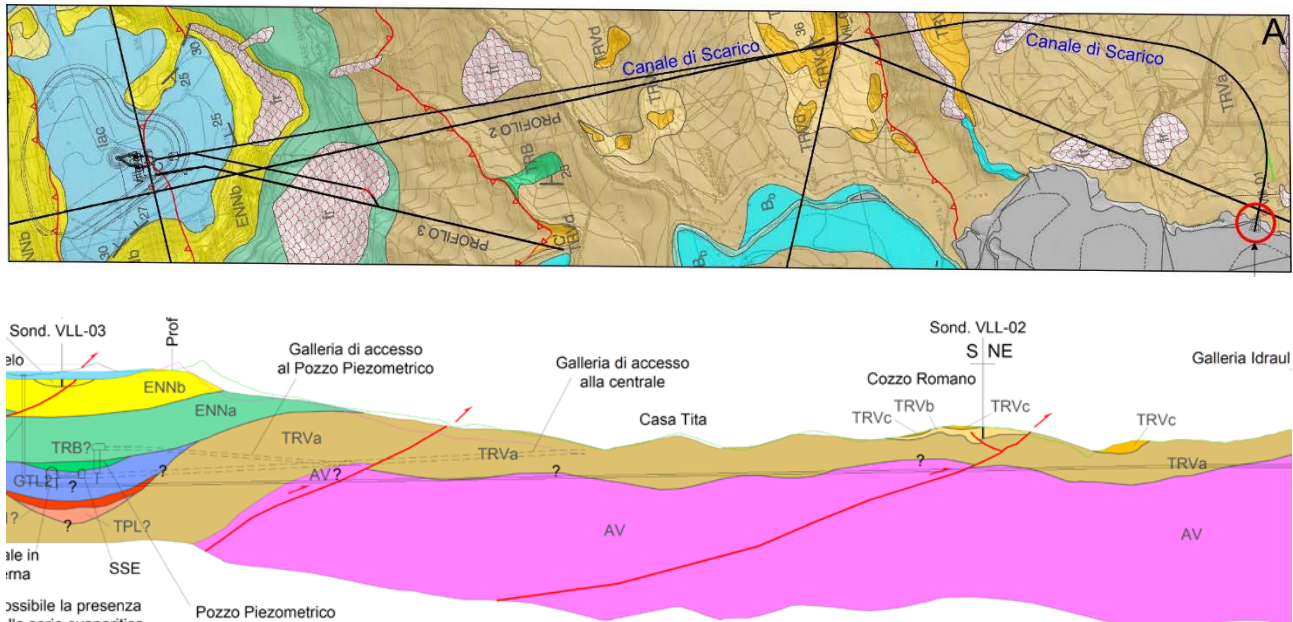


**Figura 6-3 Interferenza tra la galleria di accesso alla centrale e i litotipi previsti in sottosuolo**

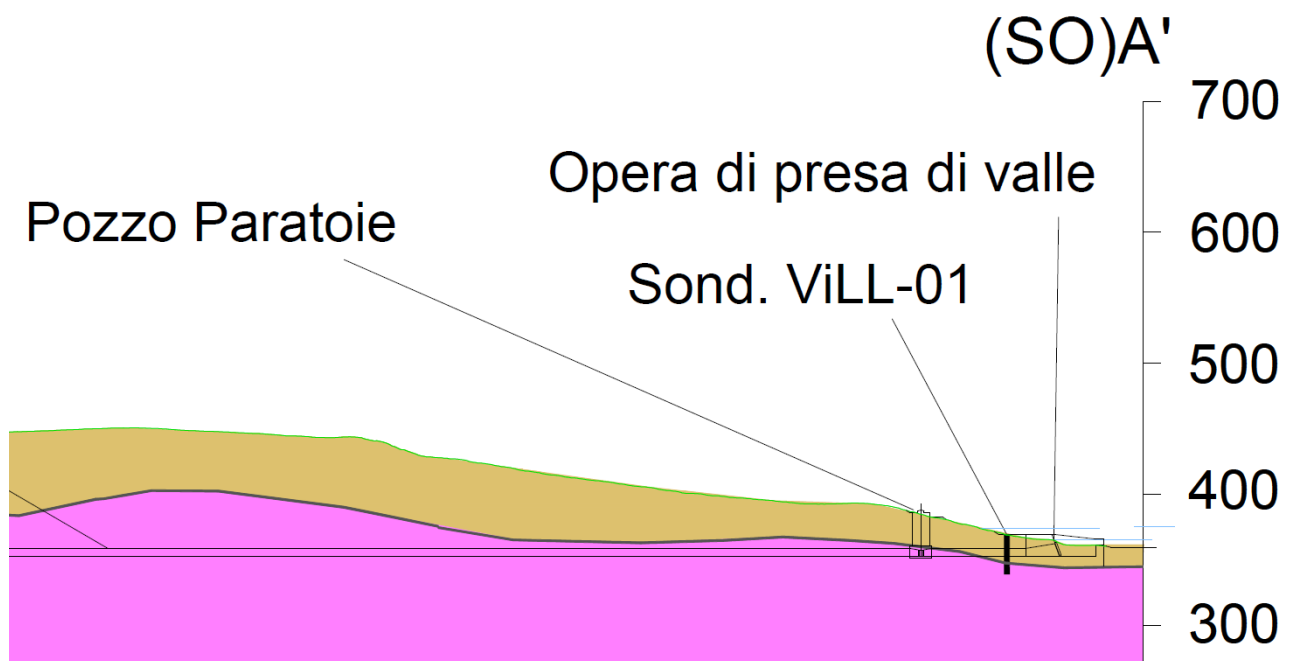
### 6.4 CANALE DI SCARICO-POZZO PARATOIE

L'assetto geologico-strutturale dell'area in cui verrà scavato il canale di scarico è descritto nel profilo A-A' in doc ref. 1388-A-CT-D-04-0, calibrato puntualmente da tre sondaggi geognostici (Figura 6-4). Il canale si diparte dalla centrale in caverna dove si innesta alla quota di 330 m s.l.m., per poi proseguire verso sud fino alle opere di presa a valle (Figura 6-4a). Partendo da nord, l'opera attraverserà in sotterraneo gli ipotizzati depositi della Serie Evaporitica (GTL<sub>2</sub>) per circa 225 m per poi proseguire probabilmente nei depositi argilloso-marnosi della Formazione Terravecchia (TRVa) o nelle argille Varicolori (AV) (Figura 6-4b). L'incertezza è legata al fatto che il limite tra le due formazioni non è vincolato con la profondità, se non puntualmente in corrispondenza del sondaggio VLL-01. Solo il settore meridionale del profilo A-A' risulta maggiormente vincolato con la profondità. L'opera intercetterà due strutture tettoniche riconducibili a faglie inverse NO-immersenti ad una distanza rispettivamente di circa 770 m e 2400 m dall'innesto a nord (Centrale in caverna). Come evidenziato dal log del sondaggio VLL-01 e dalle tomografie elettriche e sismiche, il pozzo

paratoie (h=36 m) verrà scavato, per una profondità di 21 m, nei depositi argilloso-marnosi della Formazione Terravecchia (TRVa), mentre i restanti 15 m intercetteranno nelle Argille Varicolori (Fig. 6-5). La possibilità di circolazione di fluidi in queste unità è scarsa.



**Figura 6-4** a) Geologia di superficie per l'area attraversata dal canale di scarico. b) sezione geologica mostrante le possibili interferenze tra il canale di scarico e le formazioni geologiche ricostruite lungo opera



**Figura 6-5** Sezione geologica mostrante le interferenze tra il pozzo paratoie e le formazioni geologiche ricostruite per mezzo del sondaggio VLL-01 e delle tomografie elettriche e sismiche

## 7. STUDIO IDROGEOLOGICO DELL'AREA

### 7.1 IDROLOGIA ED IDROGEOLOGIA

L'area in esame è caratterizzata a livello idrografico da 3 fiumi principali: il Salso, il Morello ed il Dittaino. I primi due fanno parte del bacino idrografico dell'Imera meridionale, mentre il terzo appartiene al bacino del Simeto. Oltre alle valli scavate da questi corsi d'acqua principali, si osservano valli secondarie che formano un reticolo idrografico di tipo sub-dendritico. Le opere di cantiere, tuttavia, ricadono all'interno del bacino idrografico dell'Imera Meridionale.

**IMERA MERIDIONALE.** Noto anche come Salso, il fiume rappresenta il secondo corso d'acqua della regione sia per lunghezza dell'asta principale (132 km) che per ampiezza del bacino (2,000 km<sup>2</sup> circa). È sviluppato in direzione N-S, con un assetto morfologico che varia in maniera regolare dai monti delle Madonie sino alla costa del canale di Sicilia. Il corso d'acqua nasce presso Portella Mandarinini (1,500 m) e nel primo tratto ha andamento da sinuoso a rettilineo. Nella parte finale assume un andamento più sinuoso, sino a diventare meandriforme nella piana di Licata, prima di sfociare in mare.

L'area di interesse è interessata da due affluenti del fiume: il Salso Superiore ed il Morello. Il bacino del Fiume Salso Superiore si estende per circa 220 km<sup>2</sup> ed interessa il territorio delle province di Caltanissetta, Enna e Palermo, sviluppandosi, comunque, prevalentemente all'interno dei territori comunali della provincia di Palermo (Geraci Siculo, Petralia Soprana, Gangi, Bompietro, Alimena). Nel bacino ricade il centro abitato di Bompietro e parte di quello di Gangi. L'altitudine massima è di circa 1,680 m s.l.m., che corrisponde alla vetta di Pizzo Catarineci, in territorio di Geraci Siculo, quella media è di circa 740 m s.l.m. e la minima è di circa 343 m s.l.m., quota di confluenza con l'Imera Meridionale, in località Ponte Cinque Archi. Il corso d'acqua nasce alle pendici di Pizzo Corvo con il nome di Vallone Acqua Amara, scorre in direzione N-S con un andamento a tratti rettilineo ed a tratti sinuoso e presenta un pattern dendritico e localmente subparallelo. Lungo il suo percorso, di circa 28 km, riceve le acque del Fiume Gangi e quelle del Vallone Salito, che rappresentano i tributari di maggiore importanza. Deve il suo nome alla salinità assai elevata dei deflussi superficiali dovuta alla prevalente presenza nel bacino di rocce della serie gessoso-solfifera. Il bacino del Fiume Morello interessa il territorio della provincia di Enna, attraversando i territori comunali di Nicosia, Calascibetta, Villarosa ed Enna. Comprende interamente l'abitato di Villarosa e parzialmente quello di Calascibetta, la cui restante parte ricade nel bacino del Fiume Simeto. Il bacino ha una forma piuttosto allungata ed un'estensione di circa 178 km<sup>2</sup>; l'altitudine massima è di circa 1,192 m s.l.m. che corrisponde alla cima di Monte Altesina, nel territorio comunale di Nicosia, dalle cui pendici si origina l'asta principale con il nome di Vallone Altesinella. L'altitudine media è di circa 582 m s.l.m. e la minima di circa 270 m s.l.m., che si ha alla confluenza con l'Imera

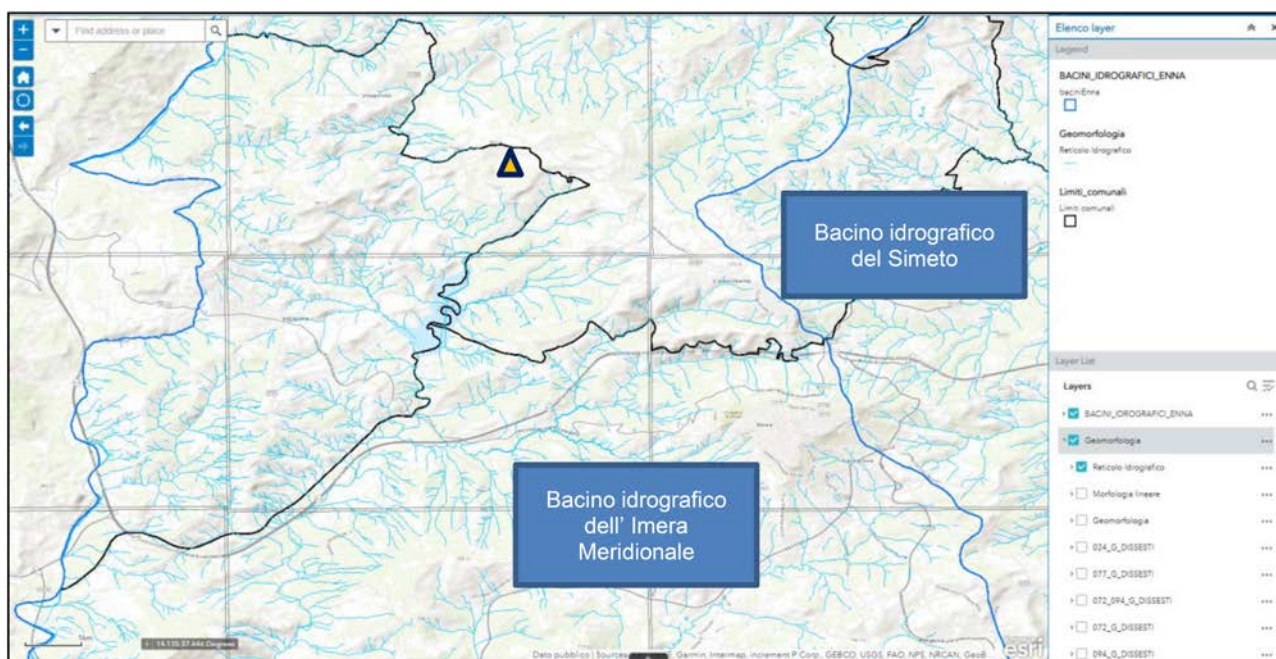


Meridionale nei pressi di Ponte Capodarso. Il bacino risulta caratterizzato dalla presenza di vasti affioramenti della serie gessoso-solfifera nella porzione centro-settentrionale e da termini della serie pliocenica, in trasgressione sulla precedente, nel settore centro-orientale. Il Fiume Morello, il cui sviluppo è di circa 31 km, scorre in direzione E-W nella zona montana, dove drena le acque del Vallone Pietre Lunghe, unico affluente di testata di una certa importanza. Nei pressi dell'abitato di Villapriolo si ha un cambiamento di direzione in senso N-S sino alla confluenza con l'Imera.

Negli anni 1969-1972 l'E.M.S. nel territorio di Villarosa, ha realizzato la Diga Morello, a sbarramento dell'omonimo fiume. L'invaso era destinato ad usi industriali per il lavaggio del sale potassico della vicina miniera di Pasquasia.

**SIMETO.** Il bacino del Fiume Simeto occupa un'area complessiva di 4,029 km<sup>2</sup>. La morfologia varia dalle forme aspre nel grippo montuoso delle Nebrodi alla pianura di Catania, passando per le colline dei monti Iblei. A oriente la morfologia è dominata dal monte Etna, che rappresenta anche il punto ad elevazione maggiore del bacino (3,274 m s.l.m.) altrimenti mediamente a 531 m. Il Bacino del Dittaino (959 km<sup>2</sup>) è compreso tra il bacino del Salso a nord e quello del Gornalunga a sud e presenta una rete idrografica ramificata nella parte montana e con un andamento a meandri nella parte centrale e valliva. L'asta principale si sviluppa complessivamente per circa 93 km, prima di immettersi nel Simeto nella piana di Catania.

Il fiume trae origine, sotto il nome di torrente Bozzetta, a quota 925 m s.l.m. dalle pendici orientali dei monti Erei nella zona centrale della Sicilia. Sul Bozzetta è stato realizzato il serbatoio Nicoletti che raccoglie i deflussi di circa 50 km<sup>2</sup> di bacino diretto. A valle della diga i maggiori affluenti del Dittaino sono il torrente Calderari ed il vallone Sciaguana.

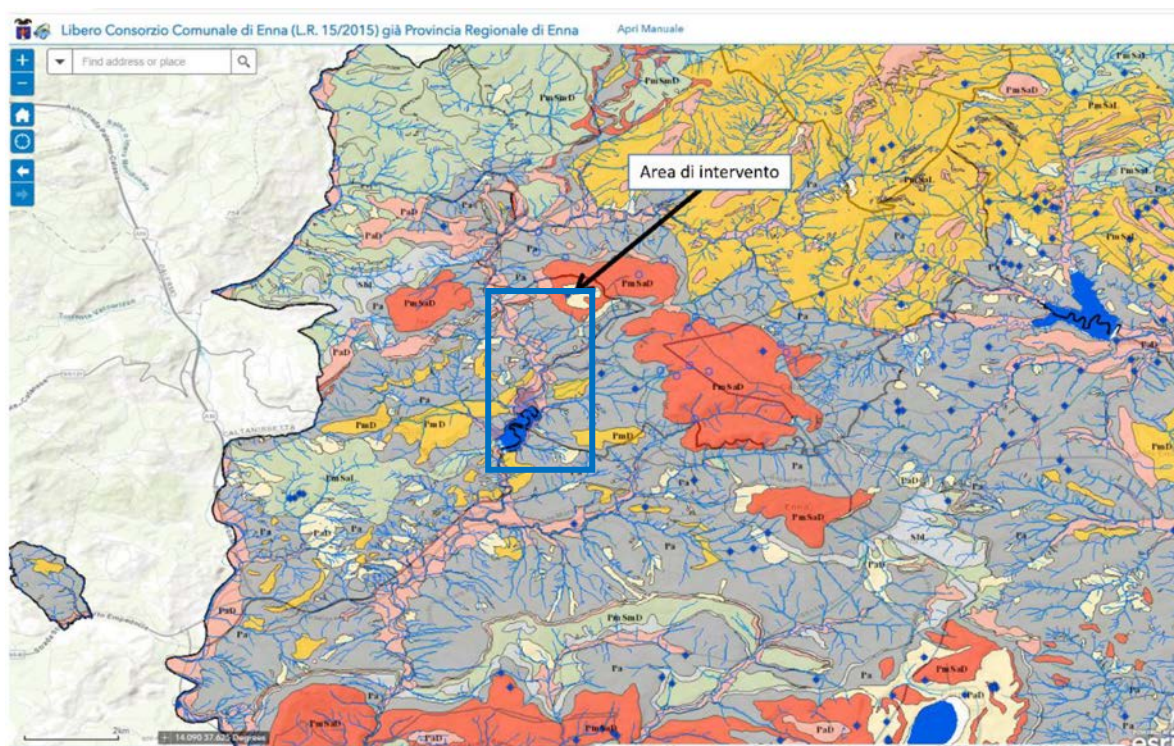


**Figura 7-1** Bacini idrografici del territorio provinciale di Enna. Da Geoportale libero consorzio comunale di Enna

Nell'estratto riportato in Figura 7-1 viene riportata la posizione indicativa del fondovalle dei corsi d'acqua principali dell'area: da W ad E si riconoscono il Salso, il Morello (direzione N-S) ed il Dittaino (E-W).

Dal punto di vista idrogeologico, si osserva che l'area è caratterizzata dalla coesistenza di litologie con permeabilità da molto alta ad impermeabile (Figura 7-2 e Figura 7-3). In particolare, le arenarie, i membri calcarei e quarzoarenitici, i depositi alluvionali recenti sono associati a permeabilità da alte a medie, mentre i gessi, le marne e le argille risultano da mediamente permeabili ad impermeabili.

La permeabilità nelle rocce della zona è influenzata principalmente dalla porosità, mentre la fratturazione ricopre un ruolo primario solamente nei membri calcarei. Dal confronto cartografico anche con il Piano di Tutela delle Acque (Regione Sicilia, 2008) non emerge la presenza di corpi idrici sotterranei significativi.

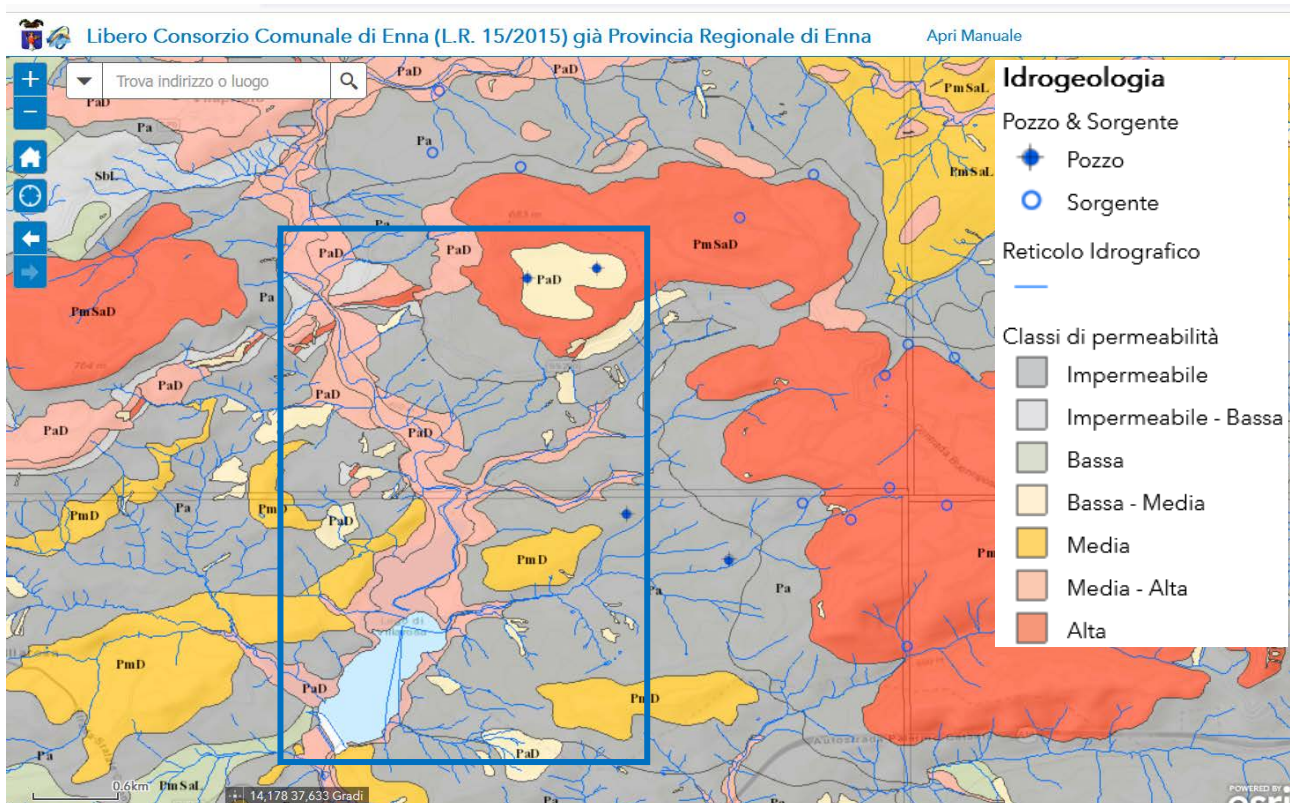


**Figura 7-2** Carta della Permeabilità e dei bacini idrografici. Il rettangolo blu identifica l'area di intervento. Da Geoportale libero consorzio comunale di Enna

Inoltre, è da notare che, come è ben rappresentato in Figura 7-3, nell'area di intervento e nelle zone circostanti sono presenti solamente n.4 pozzi (non particolarmente profondi, ~95 m) ed una decina di sorgenti (nessuna all'interno dell'area di progetto).

Con questo numero esiguo di punti di monitoraggio degli acquiferi non è stato possibile ricostruire l'andamento, specialmente quello profondo, della circolazione delle acque di falda.





**Figura 7-3** Carta della Permeabilità e distribuzione spaziale di sorgenti e pozzi nell'area di progetto. Da Geoportale libero consorzio comunale di Enna

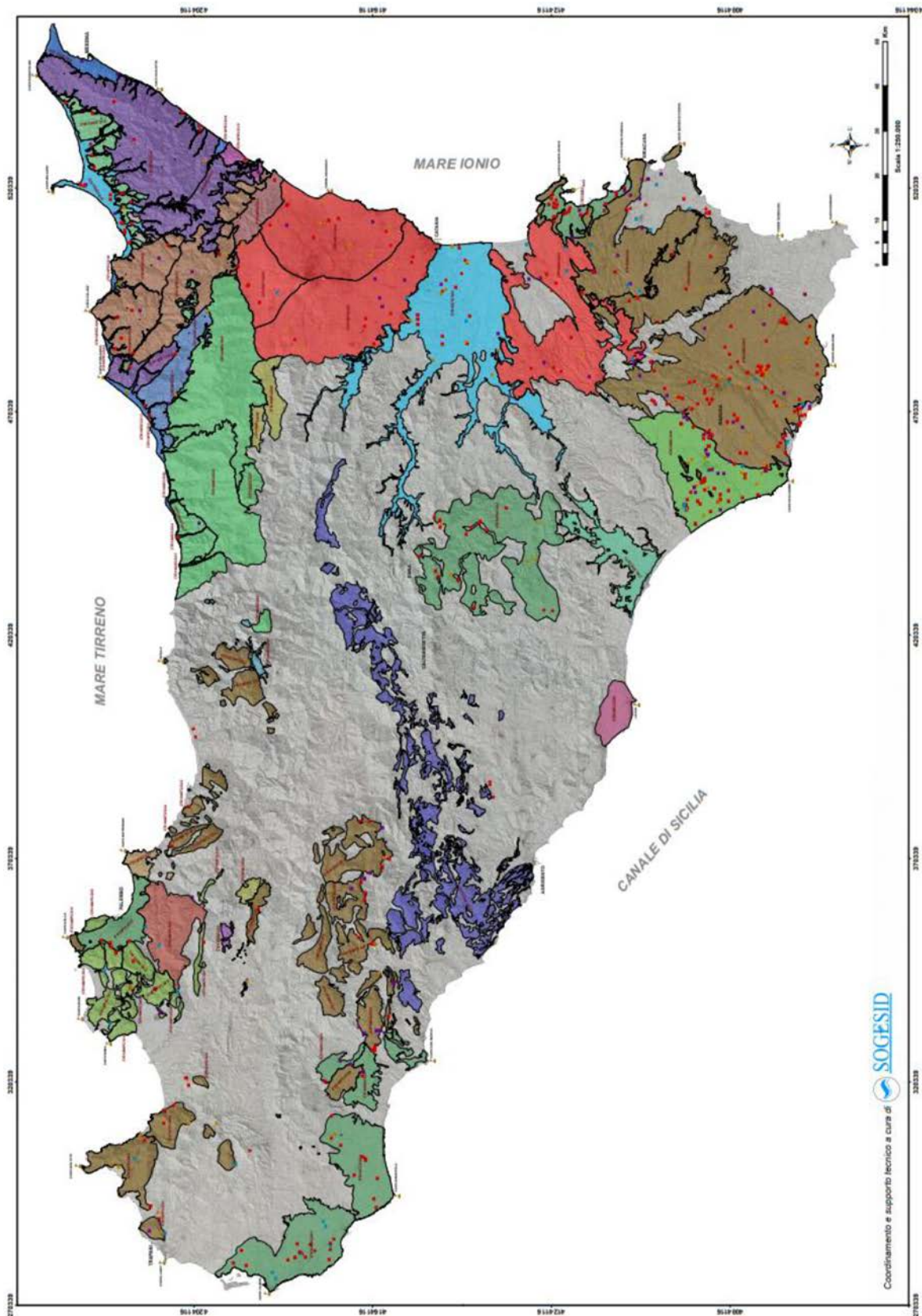
## 7.2 QUALITÀ DELLE ACQUE SOTTERRANEE

Come riportato in precedenza, dall'analisi cartografica del Piano di Tutela delle Acque e dalla Rete di monitoraggio, non emerge la presenza di corpi idrici sotterranei significativi nell'intorno dell'area di progetto. Pertanto, di seguito si riporta solo una valutazione generale dello stato della *qualità delle acque sotterranea a scala regionale* (Figura 7-4), derivante dai rapporti:

- ✓ Rapporto di monitoraggio e valutazione dello stato chimico dei corpi idrici sotterranei del Distretto Idrografico della Sicilia, Sessennio 2014-2019.
  - ✓ Rapporto di monitoraggio dello stato qualitativo delle acque sotterranee della Sicilia, Anno 2020.
- Sulla base dei monitoraggi effettuati nel periodo 2011-2017 e dei criteri adottati da ARPA per la valutazione dello stato complessivo dei corpi idrici sotterranei e del relativo livello di confidenza, emerge che il 46% (38) dei corpi idrici monitorati risulta in stato chimico scarso, di cui il 22% (18) con un alto livello di confidenza, mentre il restante 54% (44) è in stato chimico buono, di cui il 5% (4) con un alto livello di confidenza.

Per contro, sulla base dei monitoraggi relativi all'anno 2020, i risultati della valutazione effettuata hanno messo in evidenza come il 66% delle stazioni valutate è in stato chimico scarso ed il 34% (30) in stato chimico buono.



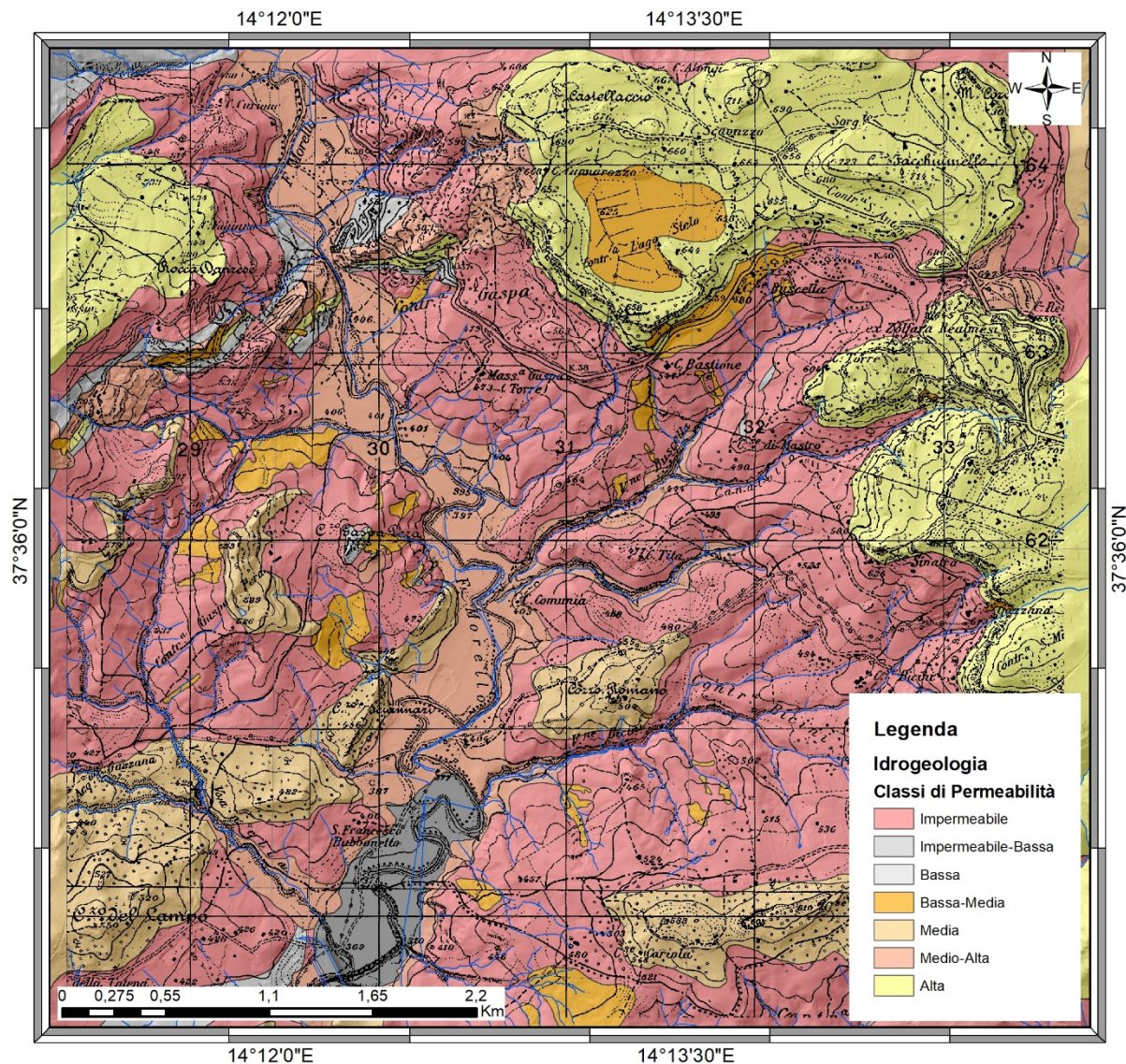


**Figura 7-4** Carta dei corpi idrici sotterranei e delle Stazioni di Monitoraggio (punti rossi). (ARPA Sicilia, 2006, tav B1). I colori non riportati in legenda rappresentano i diversi complessi idrogeologici



## 8. INDICAZIONI SULLA PERMEABILITÀ DEI TERRENI

Di seguito si forniscono alcune informazioni generali sul grado di permeabilità delle successioni sedimentarie affioranti nel settore investigato. I dati sono stati estratti dal geoportale della Provincia di Enna (<https://www.provincia.enna.sitr.it>), in cui i terreni sono distinti in accordo a sette classi di permeabilità (Figura 8-1).



**Figura 8-1** Carta delle Classi di Permeabilità per l'area investigata (estratta da geoportale della provincia di Enna, <https://www.provincia.enna.sitr.it>)

In linea generale, i terreni marnoso-argillosi (AV, TRVa ed ENNa) si presentano praticamente impermeabili, mentre le intercalazioni sabbioso-arenaceo-conglomeratiche (TRVb, c,d), intercalate alla Formazione Terravecchia, sono caratterizzate da permeabilità media. I depositi pre-evaporitici del Tripoli (TPL) variano da impermeabili a permeabilità molto bassa. I depositi della Serie Evaporitica (GTL<sub>2</sub>), sono caratterizzati da permeabilità primaria bassa ma secondaria media in relazione al grado di tettonizzazione e al carsismo. I sovrastanti Trubi (TRB) sono interessati da



permeabilità secondaria per fessurazione comunque bassa. Terreni a permeabilità primaria media e secondaria alta sono riferibili alle Calcareniti di Capodarso (ENNb). I terreni lacustri, che caratterizzano l'area di Lago Stelo, presentano permeabilità da media a bassa in relazione alla loro natura limoso-argillosa. Grado di permeabilità medio-alta caratterizza invece i depositi alluvionali del Fiume Morello. Per quel che concerne l'attraversamento in sottoterraneo delle opere di progetto, si rappresenta che locali incrementi del grado di permeabilità secondaria si possono avere in corrispondenza e nell'intorno delle strutture tettoniche mappate in relazione all'intenso stato di fratturazione delle rocce attraversate dalle stesse. All'interno dei depositi argilloso-marnosi della Formazione Terravecchia (Trva), è possibile la presenza in sottosuolo di lenti arenaceo-sabbioso-conglomeratiche ricche di acqua non affioranti in superficie.



## 9. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I rilievi geologico-strutturali eseguiti nell'area del Lago di Villarosa hanno fornito gli elementi necessari a comprendere l'assetto tettono-stratigrafico del settore investigato. I terreni riconosciuti appartengono a cicli sedimentari distinti, separati da discordanze principali, ben noti in affioramento lungo tutta la Catena Siciliana ed in particolare nel Bacino di Caltanissetta (Paragr. 3.1), dove sono preservati i volumi maggiori. I termini più antichi affiorano lungo una fascia Est-Ovest al margine meridionale dell'area investigata e consistono di terreni plastici dati da argilliti policrome. In accordo alla loro originaria posizione paleogeografica e al conseguente trasporto tettonico subito (>100 km), le Argille Varicolori si presentano intensamente tettonizzate fino a formare un *mélange* tettonico localmente irrisolvibile sotto il profilo strutturale. In discordanza sulle Argille Varicolori poggiano i depositi tortoniani argilloso-marnosi e silico-clastici della Formazione Terravecchia (TRV). Tale formazione esibisce sul terreno diverse facies con prevalenza, in termini di area di affioramento, di quella argilloso-marnosa che risulta diffusa su gran parte dell'area rilevata. Al suo interno si intercalano, a più altezze stratigrafiche, corpi lentiformi di conglomerati ed arenarie spessi alcuni metri (10-15 m). Sotto il profilo strutturale, la formazione è deformata in sistemi di pieghe a bassa lunghezza d'onda i cui assi, orientati circa E-O (Figura 5-3), appaiono coassiali ad un sovrascorrimento a basso angolo mappato immediatamente a sud dell'area investigata nell'ambito dei rilievi eseguiti per la stesura del Foglio n. 631 Enna-Caltanissetta (Paragrafo 5.2). Internamente alla formazione si individuano piani di taglio diversamente orientati e pervasivi per frequenza. Verso l'alto e in discordanza sui termini della Formazione Terravecchia poggiano i depositi pre-evaporitici ed evaporitici rappresentati rispettivamente dal Tripoli (TPL) e dai Gessi (GTL<sub>1</sub>). Tali depositi sono stati individuati in affioramento nel settore Nord-occidentale dell'area investigata (Contrada Gaspa) dove costituiscono il fianco SO dell'estesa struttura sinclinalica di Monte Giulfa. La loro occorrenza in affioramento appare diminuire sensibilmente nel settore nord-orientale dell'area investigata dove i depositi supra-pleiocenici del Ciclo di Enna poggiano in discordanza direttamente sui termini della Formazione Terravecchia. Questo assetto stratigrafico suggerisce di fatto condizioni di alto strutturale di questo settore durante il Tortoniano-messiniano. Tuttavia, i piegamenti disarmonici a bassissima lunghezza d'onda osservati nei depositi Messiniano-pleiocenici (Figura 5-5), insieme alla occorrenza di miniere a zolfo nell'area (es. Gaspa-La Torre, San Domenico e Realmesi, Figura 3-1b) e dei relativi prodotti di scarto (h in doc ref. 1388-A-CT-D-03-0), consentono di non escludere e dunque ipotizzare la presenza in profondità dei termini evaporitici e del Pliocene inf. (Trubi) anche al di sotto delle blande sinclinali supra-pleioceniche di Lago Stelo e Calascibetta (Profili A-A', B-B' e C-C' in doc ref. 1388-A-CT-D-04-0).



L'assetto strutturale ricostruito sembra essere quindi caratterizzato da due distinte fasi tettoniche plicative. La più antica (Tortoniano superiore - Pliocene inferiore) è caratterizzata da sovrascorrimenti a basso angolo cui si associano pieghe a bassa lunghezza d'onda orientate Est-Ovest. La più recente (Pliocene Superiore), è invece caratterizzata dall'attivazione di faglie inverse a più alto angolo. Queste strutture hanno ri-deformato quelle precedenti originando durante la loro propagazione anticlinali di tetto e sinclinali di letto via via più blande nei depositi più recenti (Pliocene superiore - es. Lago Stelo). Le strutture tettoniche sono caratterizzate da superfici di faglia arcuate la cui direzione varia da NE-SO (settore occidentale) fino ad E-O (settore settentrionale) evidenziando una rotazione oraria (secondo asse verticale) delle stesse di circa 60°. Tutte le strutture associabili a questo evento plicativo appaiono inattive durante il Pleistocene. Le sezioni geologiche prodotte per il presente studio sono state estrapolate per le profondità al di sotto di quelle raggiunte dai sondaggi geognostici forniti dalla committenza.

## 10. RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1971) – Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale. Riv. Min. Sic., 130-132, 172-187.
- DI GRANDE A: & GIANDINOTO V. (2002) - Plio-Pleistocene sedimentary facies and their evolution in centre-south-eastern Sicily: a working hypothesis. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1, 211-221.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., & CATALANO S. (1996) – Il sistema Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico. Boll. Soc. Geol. d'It., 115, 529-559, 12 ff.
- FINETTI I.R. (1982) – structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean. Boll. Geofis. Teor. Appl. 24 pp. 247-312.
- FLORES G. (1959) – Evidence of slump phenomens (Olistrostromes) in areas of hydrocarbons explorations in Sicily. Proc.Fifth World Petr. Congerss New York.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C., 1990 - *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol It., 45, 495-502.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1991) - Presentazione della carta geologica della Sicilia centro-orientale. Mem. Soc. Geol. It., 47, 145-156
- OGNIBEN L. (1963) - Stratigraphic tectono-sedimentaire de la Sicile. Livre à la Mèm. Prof. P. Fallot, v. 2, p. 203-216, 2 f., Paris
- OGNIBEN L., 1960 - Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. Riv. Min. Sic., II (64-65), 183-212.
- PROGETTO CARG - Foglio Enna--Caltanissetta. Scala 1:50.000.  
[http://www.isprambiente.gov.it/MEDIA/carg/631\\_CALTANISSETTA\\_ENNA/Foglio.html](http://www.isprambiente.gov.it/MEDIA/carg/631_CALTANISSETTA_ENNA/Foglio.html)
- Ramsey J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. John G. Ramsay. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Rehault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. Marine Geol. 55, 447-477.
- RIGO DE RIGHI F. (1954), Contributo alla conoscenza del Neogene (Miocene medio-superiore e Pliocene) della Sicilia centro-meridionale. Boll. Serv. Geol. d'Ital., v.75, f. 2, p. 786-791.
- RODA C., 1967a - I sedimenti plio-pleistocenici nella Sicilia centro -meridionale. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Ser. 6, 18, 295-310.
- RODA C., 1968 - Geologia della tavoletta Pietraperzia (Province di Caltanissetta ed Enna, foglio 268, III NE ). Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Ser. 6, 19, 145-254
- SCANDONE, P., 1979. Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. Boll. Soc. Geol. It. 98, 27-34.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962) - Introduction à la géologie pétrolière de la Sicile. Revue Inst. Franc. du Petr. 17(5), 635-668.



## 11. DISEGNI E ANNESSI

Fanno parte del presente report i seguenti elaborati:

- Carta geomorfologica: doc. ref. 1388-A-CT-D-01-0
- Carta dei dissesti e della loro attività: doc. ref. 1388-A-CT-D-02-0
- Carta geologica: doc. ref. 1388-A-CT-D-03-0
- Profili geologici: doc. ref. 1388-A-CT-D-04-0
- Sintesi stratigrafie sondaggi: doc. ref. 1388-A-CT-A-01-0
- Prove di permeabilità: doc. ref. 1388-A-CT-A-02-0
- Analisi chimiche dei terreni: doc. ref. 1388-A-CT-A-03-0
- Tomografie elettriche: doc. ref. 1388-A-CT-A-04-0
- Tomografie sismiche: doc. ref. 1388-A-CT-A-05-0
- MASW: doc. ref. 1388-A-CT-A-06-0