



PROPONENTE

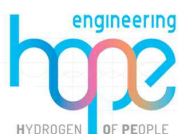


PROGETTO PER LA REALIZZAZIONE DI UN PARCO EOLICO OFFSHORE
NELLO STRETTO DI SICILIA - EUREKA WIND
38 WTG – 570 MW

PROGETTO DEFINITIVO - SIA

GRUPPO DI PROGETTAZIONE

Progettazione e Studio di Impatto Ambientale



GEOWYND



Studio misure di mitigazione e compensazione



1_ELABORATI GENERALI

R.1.3.1 Relazione geologica e idrogeologica onshore

REV.	DATA	DESCRIZIONE
00	07/24	1° emissione





UNIVERSITÀ
degli STUDI
di CATANIA

Uni
ct SCIENZE BIOLOGICHE,
GEOLOGICHE
E AMBIENTALI

CONVENZIONE TRA IDEA S.R.L. E L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CATANIA, PER IL TRAMITE DEL DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE E AMBIENTALI

RELAZIONE GEOLOGICA ONSHORE
ROSANNA MANISCALCO



Sommario

<i>Premessa</i>	2
<i>Inquadramento territoriale</i>	2
<i>Inquadramento tettonico della Sicilia sud-orientale e sismicità</i>	6
<i>Geomorfologia e rischio geomorfologico</i>	14
<i>Lineamenti tettonici dei Monti Iblei nell'area attraversata dal cavidotto</i>	18
<i>Stratigrafia dell'area attraversata dall'opera</i>	24
<i>Caratteristiche idrogeologiche dell'area attraversata dal cavidotto</i>	30
<i>Bibliografia</i>	33

Premessa

La presente Relazione Geologica è stata redatta dalla Prof.ssa Rosanna Maniscalco dell'Università degli Studi di Catania, nell'ambito del *PROGETTO DENOMINATO EUREKA WIND* - Opere onshore.

Lo scopo dell'indagine è quello di determinare le caratteristiche geologico-strutturali dell'area interessata dall'opera, integrando i dati bibliografici e cartografici con quelli provenienti dalla ricognizione geologica sul campo.

Inquadramento territoriale

Le opere a terra sono legate alla necessità di collegare l'impianto eolico *offshore* alla rete di trasmissione nazionale gestita da TERNA spa. L'opera verrà realizzata in territorio ibleo tra i Comuni di Modica (RG), Pozzallo (RG), Ispica (RG), Rosolini (SR), Palazzolo Acreide (SR). Nelle vicinanze del punto di sbarco, sito nel comune di Modica, si prevede la realizzazione di una buca giunti interrata per la transizione da cavo marino a cavo terrestre. Da questo punto, il cavo proseguirà in posa interrata, seguendo la viabilità pubblica esistente, con brevi tratti posizionati su terreni agricoli. Il tracciato previsto avrà una lunghezza di circa 57 km e coinvolgerà i territori comunali di Modica, Pozzallo e Ispica nella provincia di Ragusa, oltre a Rosolini, Noto e Palazzolo Acreide nella provincia di Siracusa.

In dettaglio, il tracciato procede parallelamente alla SP66 e poi alla SP46, SS115 lambendo, verso sud-est, gli abitati di Ispica e Rosolini per poi procedere verso nord lungo la SP18, la SP8, la SP24 verso Testa dell'Acqua e proseguire lungo la SP80 fino alla località Fondi, a sudest di Palazzolo Acreide.

Il tracciato ricade quindi interamente in territorio ibleo in Sicilia sud-orientale (Fig.1).

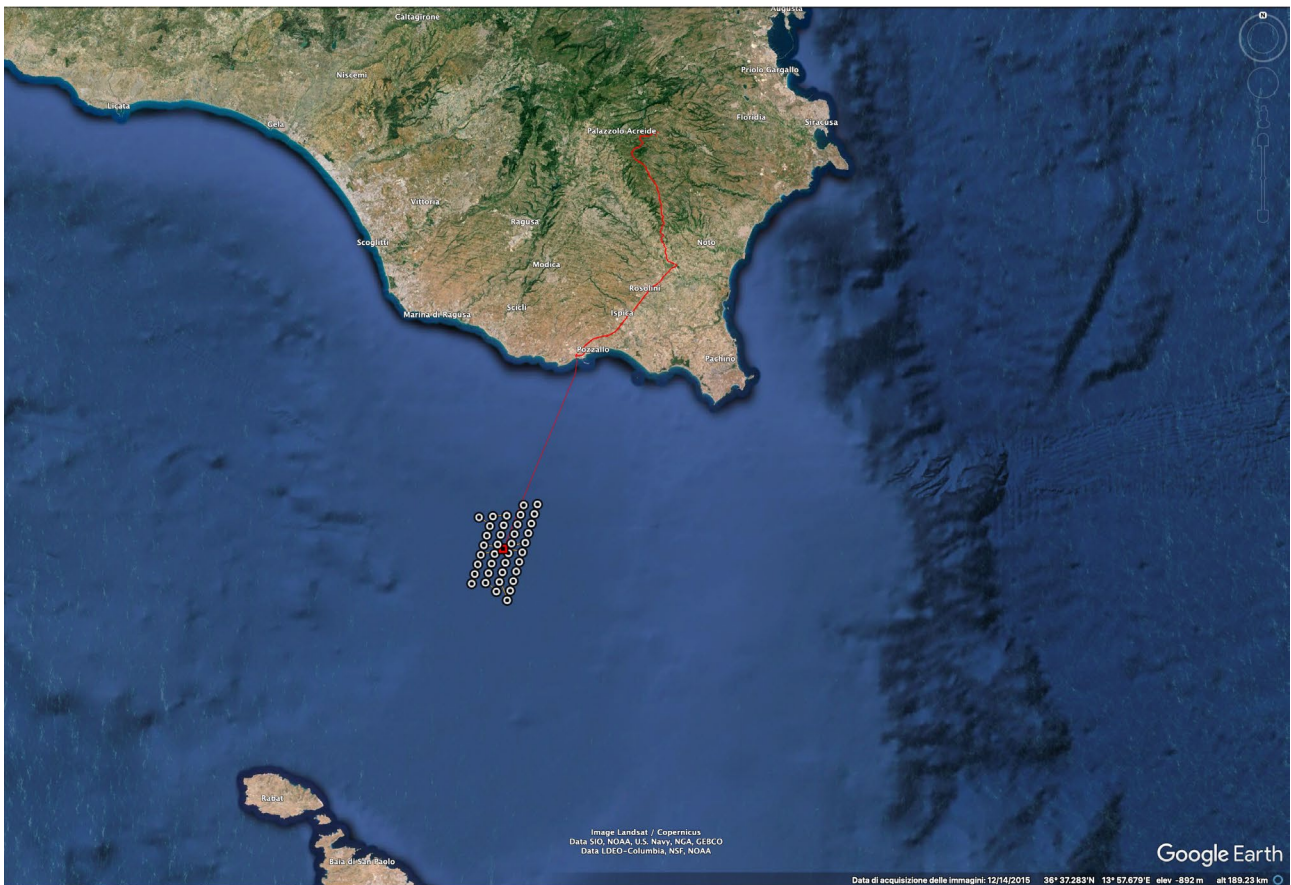


Fig.1 – Immagine da Google Earth mostrante l’opera a mare ed il tracciato del cavidotto nell’offshore e nel onshore.

La porzione terrestre di cavidotto interrato attraversa due diversi siti appartenenti alla Rete Natura 2000 che si trovano nei comuni di Modica, Pozzallo e Noto (Figg.2A-C):

- 1,2 km di tratto attraversano la ZSC terrestre ITA080007 “Spiaggia Maganuco”;
- 2,3 km di tratto attraversano la ZSC terrestre ITA090007 “Cava Grande del Cassibile, Cava Cinque Porte, Cava e Bosco di Bauli”.

Inoltre, il cavidotto, interrato su una strada pubblica, passa accanto al perimetro della ZSC terrestre ITA090016 “Alto corso del Fiume Asinaro, Cava Piraro e Cava Carosello”, a 200 m dalla ZSC terrestre ITA080009 “Cava d'Ispica” e a 600 m dalla ZSC terrestre ITA090009 “Valle del Fiume Anapo, Cavagrande del Calcinara, Cugni di Sortino”; mentre i raccordi aerei sono posizionati a circa 800 m dalla ZSC terrestre ITA090019 “Cava Cardinale”.

Per il parco eolico, i tratti di cavidotto e le opere connesse (vasche giunti, cavidotto e tratti in TOC) ricadenti all’interno dei citati siti rete Natura 2000 e EBSA, verranno presi opportuni

accorgimenti, riguardanti soprattutto la fase di cantiere, al fine di eliminare o ridurre al minimo i possibili impatti su tali ecosistemi.

Si riportano, di seguito, alcuni stralci cartografici rappresentativi di quanto evidenziato, rimandando alle sezioni specialistiche per i necessari approfondimenti.

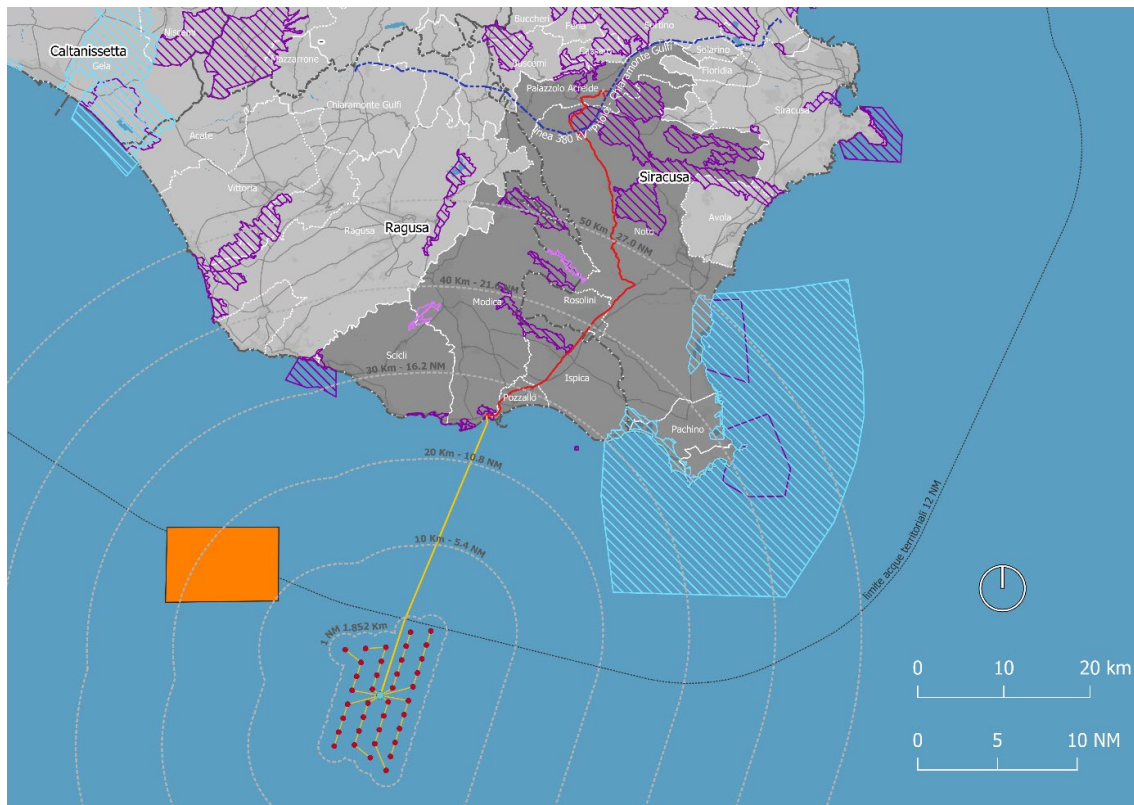


Fig. 2A. Aree Rete Natura 2000 – inquadramento generale

Inquadramento tettonico della Sicilia sud-orientale e sismicità

Il quadro geologico-strutturale della Sicilia sud-orientale deve essere inquadrato nella complessa geodinamica del Mediterraneo centrale, che è caratterizzato dalla convergenza tra le placche Nubia ed Eurasia (Faccenna et al., 2001).

La Sicilia sud-orientale è caratterizzata dall'Avampaese Ibleo (HP in Fig.3), che costituisce una porzione emersa del Blocco Pelagiano (Burolet et al., 1978), la propaggine più settentrionale della placca litosferica africana che si estende al di là del limite geografico dell'Africa, comprendendo tutte le aree sommerse del Canale di Sicilia, Lampedusa, le isole maltesi e parte della costa meridionale della Sicilia (Fig. 3).

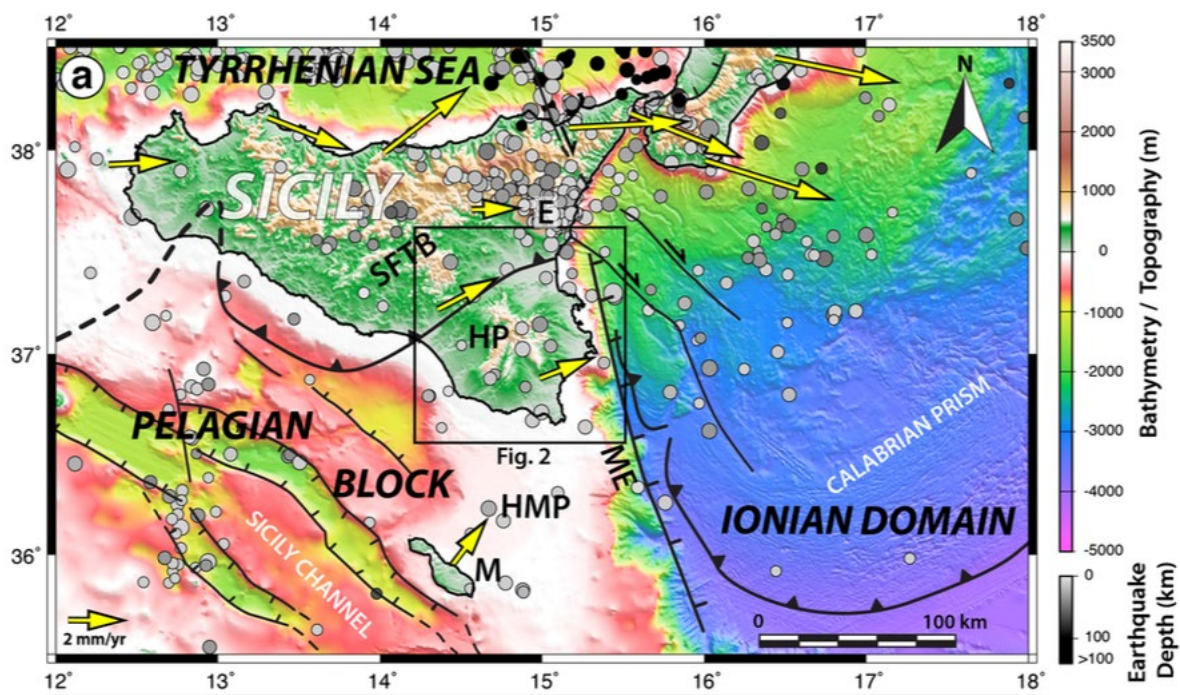


Figura 3 - Mappa tettonica del dominio del Mediterraneo centrale. Principali aree geografiche, geologiche e vulcaniche: Catena Maghrebide (SFTB), Etna (E), Altopiano Ibleo (HP), Piattaforma Ibleo-Maltese (HMP), Scarpata di Malta (ME), Malta (M), Isola di Pantelleria (P), Vulcano (V). (a) Principali strutture tettoniche sovrastampate sulla compilazione topografica-batimetrica da Gutscher et al. (2017). Database dei terremoti di



UNIVERSITÀ
degli STUDI
di CATANIA

Uni
ct SCIENZE BIOLOGICHE,
GEOLOGICHE
E AMBIENTALI

<http://earthquake.usgs.gov> mostrante eventi con magnitudo superiore a tre il periodo 1973-2018. Le frecce gialle sono vettori di velocità GPS da www.unavco.org in un sistema di riferimento fisso africano (Henriquet et al., 2019).

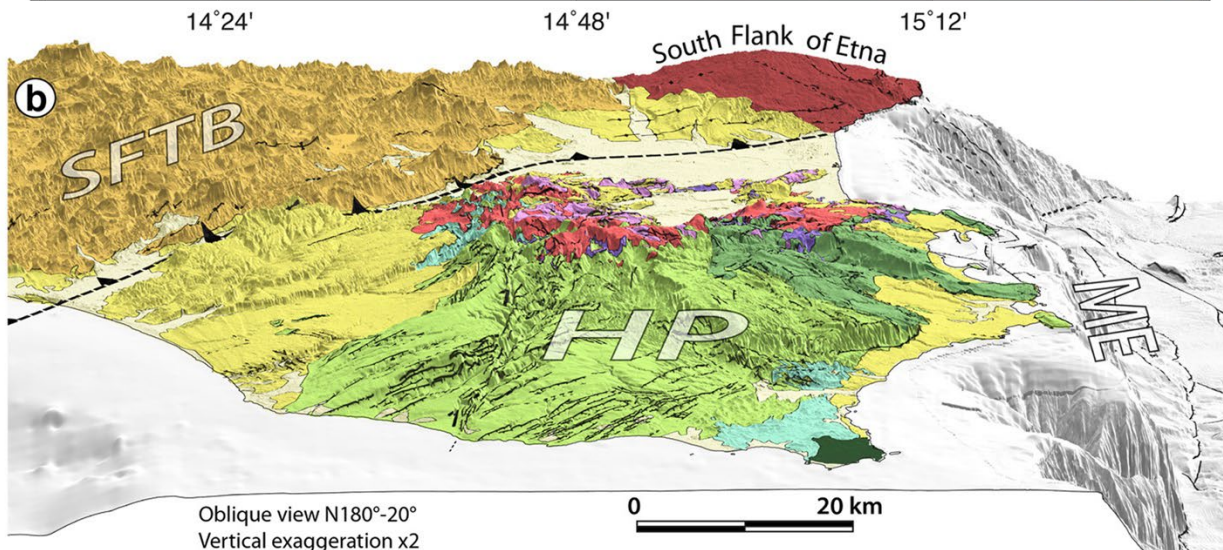
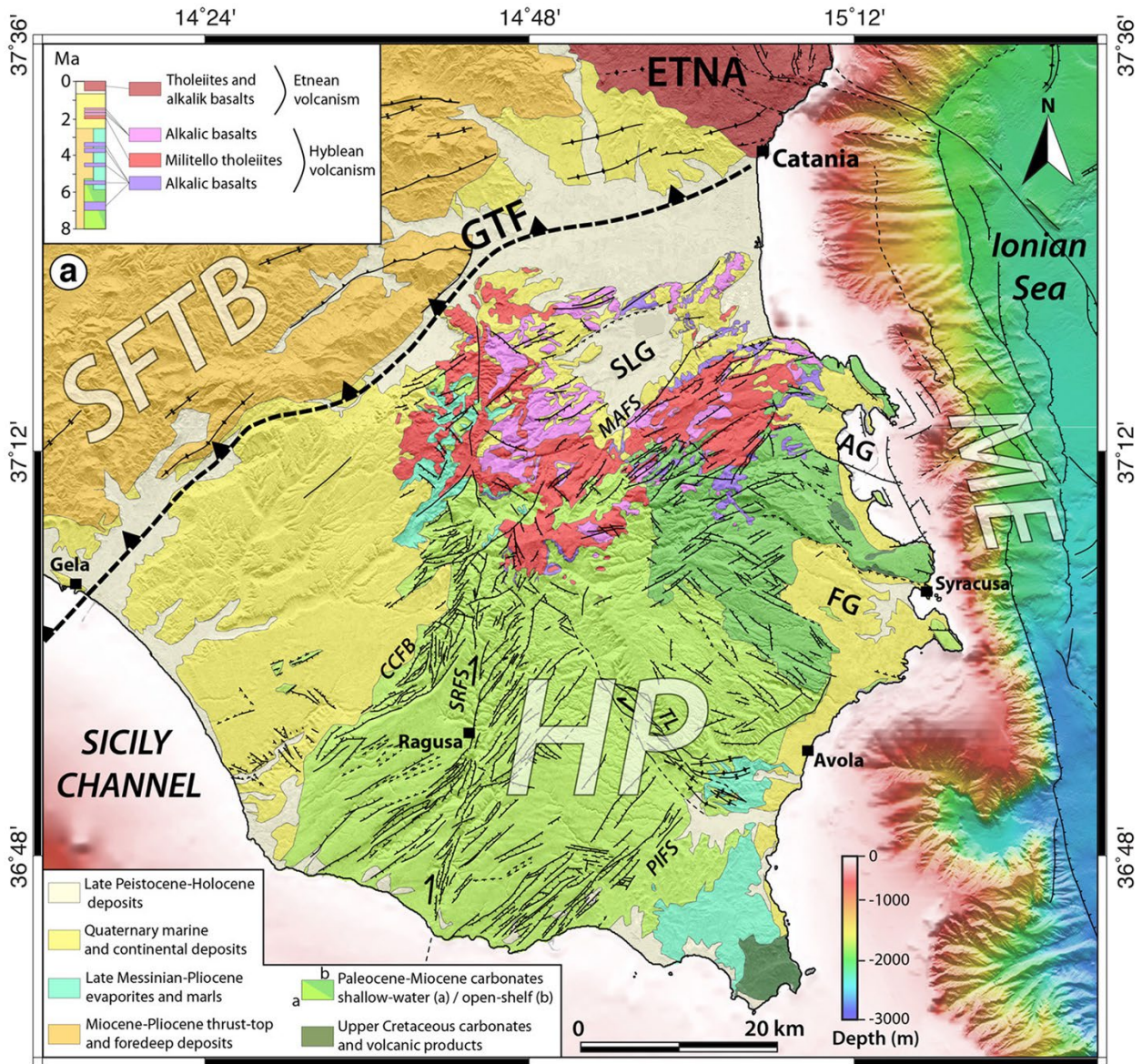


Fig. 4 - Carta geologica e strutturale dell'Altopiano Ibleo. Compilazione batimetrica di Gutscher et al. (2017) e dati topografici della Japan Aerospace Exploration Agency (<https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>). (a) Le strutture tettoniche onshore provengono da Catalano et al. (2010) e le faglie offshore provengono da Gutscher et al. (2017). Principali elementi tettonici: Scordia Lentini, Augusta e Floridia grabens (SLG, AG e FG) e zone di faglia: Sistema di Faglie Comiso-Chiaramonte (CCFB), Sistema di Faglie Monterosso-Agnone (MAFS), Sistema di Faglie Scicli-Ragusa (SRFS) e Sistema di Faglie Pozzallo-Ispica (PIFS). Attività vulcanica dal tardo Tortoniano al Quaternario da Behncke (2004). (b) Vista obliqua (20°) da sud con un'esagerazione verticale (2X).

Nel contesto regionale, i Monti Iblei o Plateau Ibleo si differenziano dal resto degli elementi orografici siciliani per la loro storia evolutiva sia geologica che morfologica, in quanto solo parzialmente estranei alla deformazione orogenica, che ha controllato lo sviluppo di tutti gli altri rilievi montuosi della Sicilia. Essi rappresentano, infatti, un rilievo tabulare, noto in letteratura geologica come Avampaese, ovvero una zona poco raggiunta dalla deformazione orogenica. Infatti, i Monti Iblei sono separati dagli altri elementi orografici siciliani dalla Avanfossa Gela-Catania (Lentini & Vezzani, 1978), che comprende un'area depressa che ospita la Piana di Vittoria a sud-ovest (in giallo in Fig.4) e la Piana di Catania a nord-est (beige in Fig. 4). Il Plateau Ibleo è bordato ad est dalla Scarpata Ibleo-Maltese ME, con orientazione NNO-SSE, che separa la crosta continentale del blocco pelagiano dal Bacino Ionico.

L'Avanfossa di Gela (Catania-Gela Foredeep in Fig.4) costituisce un elemento strutturale che separa le aree del margine poco deformato della placca africana, Avampaese Ibleo, dal fronte della Catena Appenninico-Maghrebide, Falda di Gela GTF (Lentini et al., 1994). La Catena Appenninico-Maghrebide è una fascia orogenica, che si estende con continuità dalla catena montuosa del Maghreb, in Africa settentrionale, in direzione E-O attraverso la Sicilia, per poi connettersi ai rilievi appenninici della penisola italiana, orientati NO-SE. Si tratta di una catena collisionale, legata alla deformazione determinata dalla collisione tra la Placca Africana a sud e la Placca Europea a nord. A causa della collisione il margine settentrionale della placca africana, costituito da crosta continentale con uno spessore di circa 30 km, si è flessurato ed inarcato sotto il fronte della catena. Ciò è chiaramente visibile dai profili geologici in Figura 5 A e B.

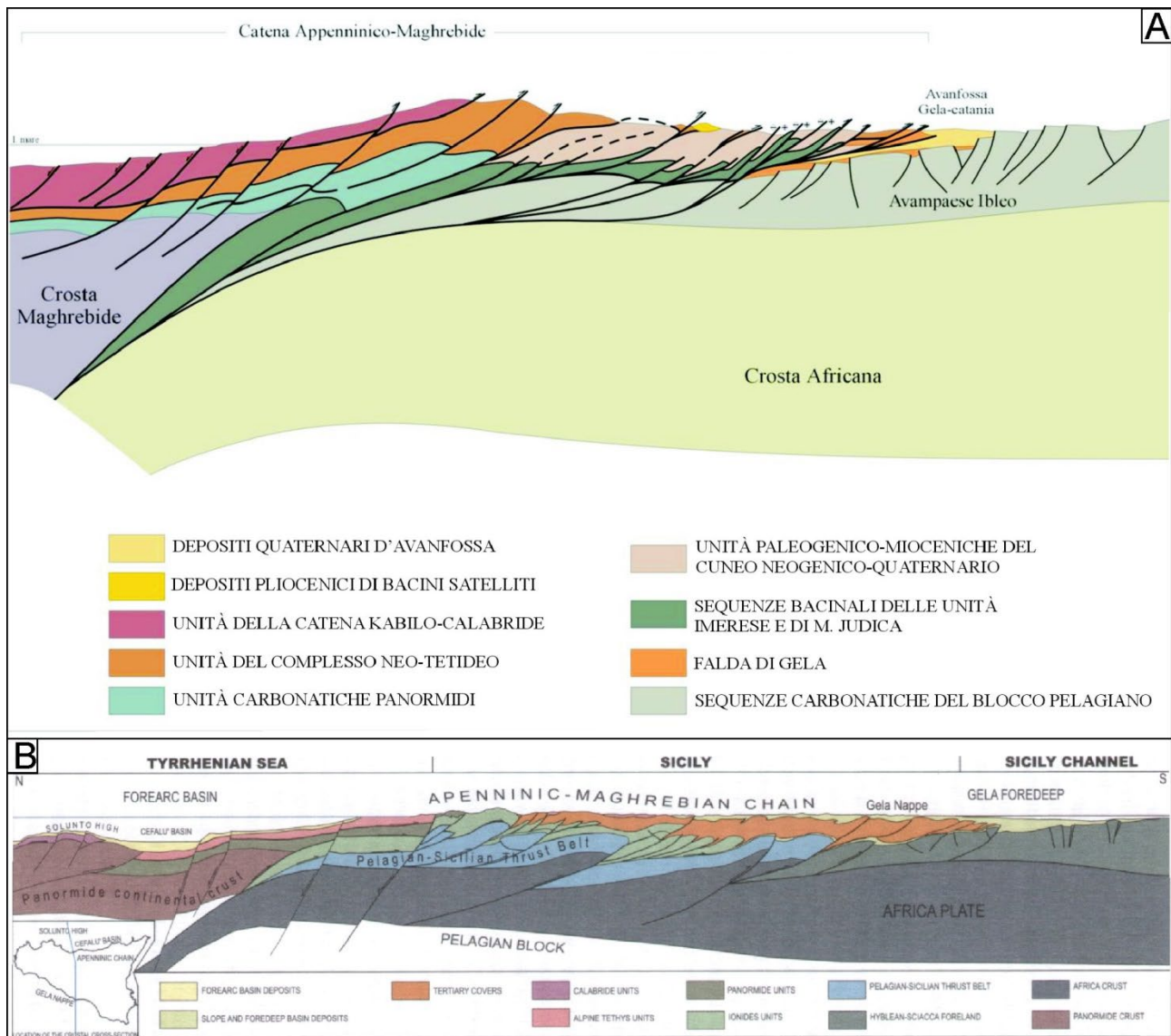


Fig. 5 – Profili geologico-strutturali schematici attraverso la Sicilia (A da Lentini et al., 2000 mod. e B da Lentini et al., 2006).

Sebbene lambito parzialmente dalla deformazione orogenica il Plateau Ibleo costituisce un dominio strutturale caratterizzato da una notevole dinamica neogenico-quaternaria, causata dalla collisione continentale Africa-Eurasia. Questa ha prodotto nel tempo la formazione di distinti sistemi di faglie, tra cui complesse zone di taglio trascorrenti. La stessa dinamica è ancora oggi attiva e responsabile dell'elevata sismicità dell'area. Nelle Figure 3 e 6 sono riportati gli epicentri dei terremoti più disastrosi, che hanno caratterizzato l'area in tempi storici.

Tuttavia, diversi aspetti relativi ai processi tettonici in corso e alla geometria, cinematica e dinamica delle singole faglie o sistemi di faglie non sono ancora chiariti in modo

soddisfacente. Inoltre, scarso è il consenso relativamente alla individuazione delle strutture tettoniche, che possono avere causato i terremoti storici. Diverse faglie sono state ritenute responsabili del terremoto del 1693 (Visini et al., 2009), che colpì un'ampia porzione della Sicilia orientale, interessando con massima intensità l'area intorno a Catania e l'intero Altopiano Ibleo (Guidoboni et al., 2007). Queste ipotetiche sorgenti vanno dal sistema di faglie della Scarpata Ibleo-Maltese (e.g. Bianca et al., 1999; Azzaro e Barbano, 2000; Argnani e Bonazzi, 2005) ad una faglia, lunga 60 km orientata NNE, che si sovrappone quasi al Sistema di Faglie Scicli-Ragusa (Sirovich e Pettenati, 2001) o ad un segmento del fronte della Falda di Gela (Lavecchia et al., 2007). Si evince però che i terremoti sono localizzati lungo le principali strutture tettoniche che tagliano il plateau, sia a terra che a mare. Tuttavia, l'area di interesse mostra, nell'intervallo dal 1994 al 2013 soltanto eventi di piccola magnitudo, compresa tra 1,5 e 2,5 e profondità ipocentrali dai 15 ai 25 km (Figura 6).

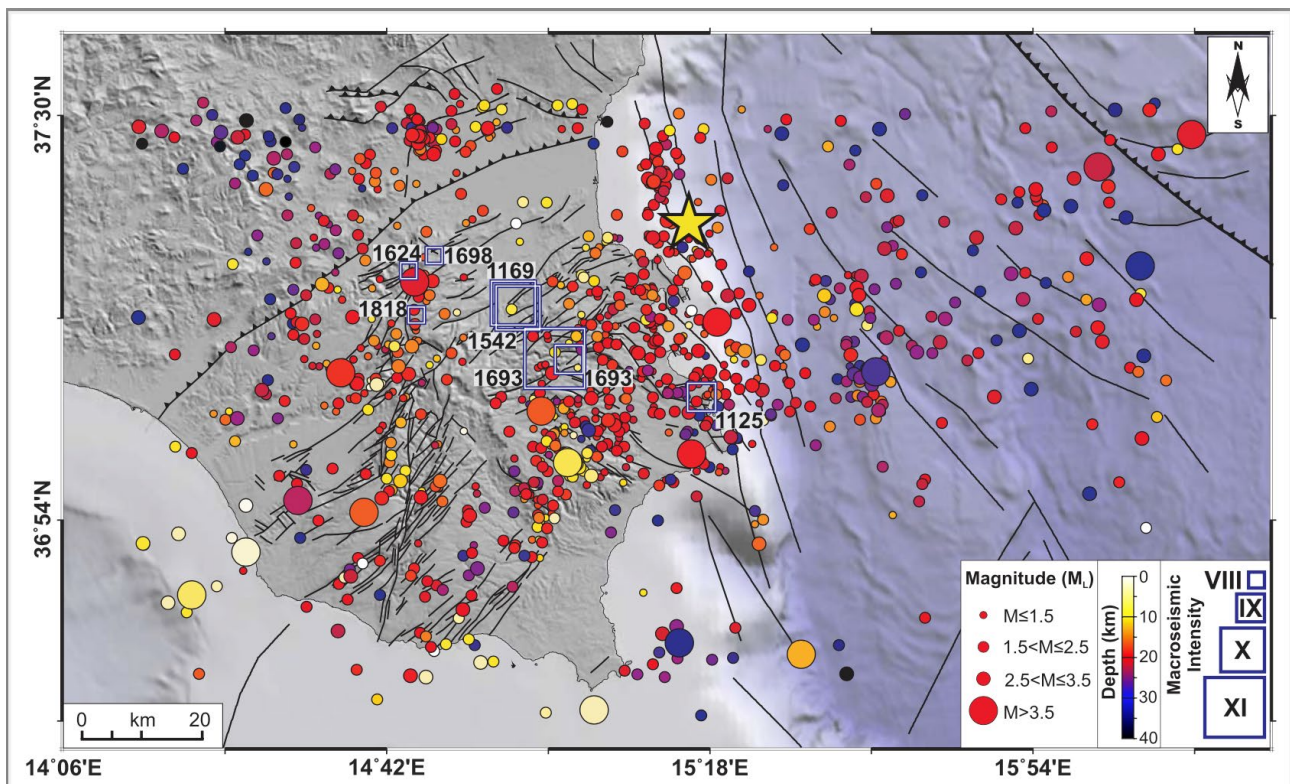


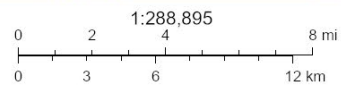
Figura 6. Localizzazione dei principali eventi: terremoti nell'intervallo di tempo dal 1994 al 2013 e terremoti storici sono mostrati rispettivamente da cerchi e quadrati. La stella gialla mostra la posizione del terremoto ML 5.4 del 1990 (da Amato et al., 1995). I terremoti storici sono tratti da Guidoboni et al. (2007). Vedere il riquadro per i simboli e i colori. Da Musumeci et al., 2014.

Viewer Map



June 14, 2024

- | | | |
|------------|-----|---------------|
| Kinematics | --- | Oblique Fault |
| --- | --- | Reverse Fault |
| --- | --- | Strike Slip |
| --- | --- | Unknown |
| --- | --- | Normal Fault |



Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, Esri, HERE, Garmin, NGA, USGS

Me
Copyright 2014

Figura 7 – Figura mostrante le principali faglie attive e capaci riportate nel Database del Progetto ITHACA per l'area in questione.

Dall'analisi del database del Progetto ITHACA (ITaly Hazard from CApable faults), predisposto da ISPRA, è stata evidenziata la presenza di un sistema di faglie attive lungo l'allineamento Pozzallo-Ispica-Rosolini, con orientazione SO-NE e cinematica di tipo normale (Figura 7).

Non risultano, invece, essere presenti strutture sismogenetiche di eventi con Magnitudo maggiore di 5.5. secondo il Catalogo DISS (Database of Individual Seismogenic Sources) dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Fig. 8).

Le *Debated Seismogenic Sources* sono, invece, segnate in violetto lungo l'allineamento Pozzallo-Ispica-Rosolini e denominate ITDS013 (Fig.9).

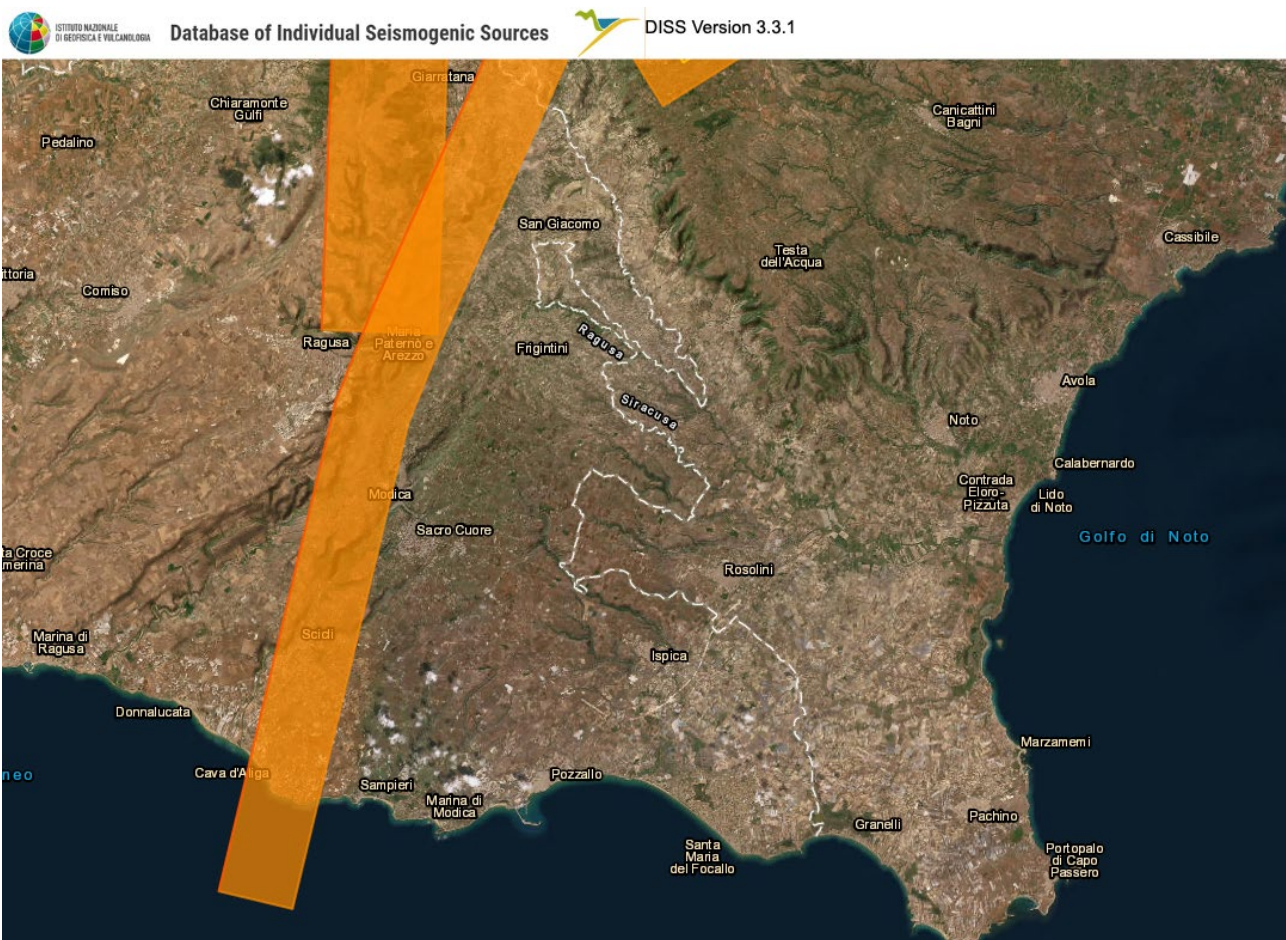


Figura 8 - DISS – Faglie attive a capaci nell'area Iblea. Catalogo DISS, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.



Figura 8 - DISS – Debated Seismogenic Sources nell'area iblea. Catalogo DISS, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Geomorfologia e rischio geomorfologico

Come evidenziato in Figura 4b, il Plateau Ibleo rappresenta un'area morfologicamente tabulare, costituita da crosta continentale, a minore densità rispetto alla crosta oceanica affiorante nel Bacino Ionico, rispetto al quale si erge imponente. A causa della collisione tra le Placche Africa ed Eurasia, avvenuta durante il Neogene, la crosta continentale si sarebbe flessurata sotto il fronte della Catena verso NO ed inarcata emergendo al di sopra del livello del mare nella parte centrale del plateau. Gli aspetti morfologici del plateau derivano dall'azione dei processi

endogeni (dinamica del mantello, vulcanici, tettonici) che generano il rilievo e da quelli esogeni che lo modellano nel corto-lungo termine. Questi ultimi includono l'azione erosiva dei corsi d'acqua, che determinano l'incisione lungo l'alveo e le sponde, e l'azione del mare che può determinare l'arretramento ed il franamento di falesie. Nel caso del Plateau Ibleo, la morfologia è sicuramente scolpita dai lineamenti tettonici quaternari e recenti, che oltre ad essere probabili sorgenti di terremoti, lasciano un'impronta sul territorio (Pavano et al., 2019). Il sollevamento tettonico di interi settori del plateau ha determinato un ringiovanimento dei corsi d'acqua e dell'intero sistema di drenaggio, che tende a riconnettersi al nuovo livello di base dell'erosione, coincidente con il livello del mare. I blocchi rialzati di faglie sono quindi soggetti ad una maggiore erosione da parte dei corsi d'acqua e ne mostrano le evidenze morfologiche. Il paesaggio risulta pertanto essere notevolmente influenzato dalla tettonica attiva e recente (Pavano et al., 2019).

Come si evince dalla Figura 9, il Plateau Ibleo mostra in generale dei valori bassi di pendenza, compresi tra 0 e 30%, ma questi aumentano (fino a 30-40% e superiori) in corrispondenza dei principali elementi strutturali (es. Sistema di Faglie Scicli-Ragusa, Tellaro) che spesso ospitano anche i principali sistemi fluviali (Fiume Irminio, Fiume Tellaro). Inoltre, i blocchi topograficamente e strutturalmente elevati, quali il settore a nord-ovest del Sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini ed il settore a nord-est del Bacino del Tellaro, emersi a partire dal Pleistocene medio (<850 Ka, Catalano et al., 2010,2011) sono quelli che mostrano ringiovanimento ed una maggiore incisione del reticolo idrografico (e.g. blocco di Avola, Fig.10).

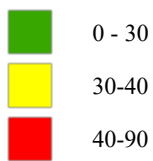


Figura 9 – Pendenze medie del terreno nell'area interessata dal progetto.

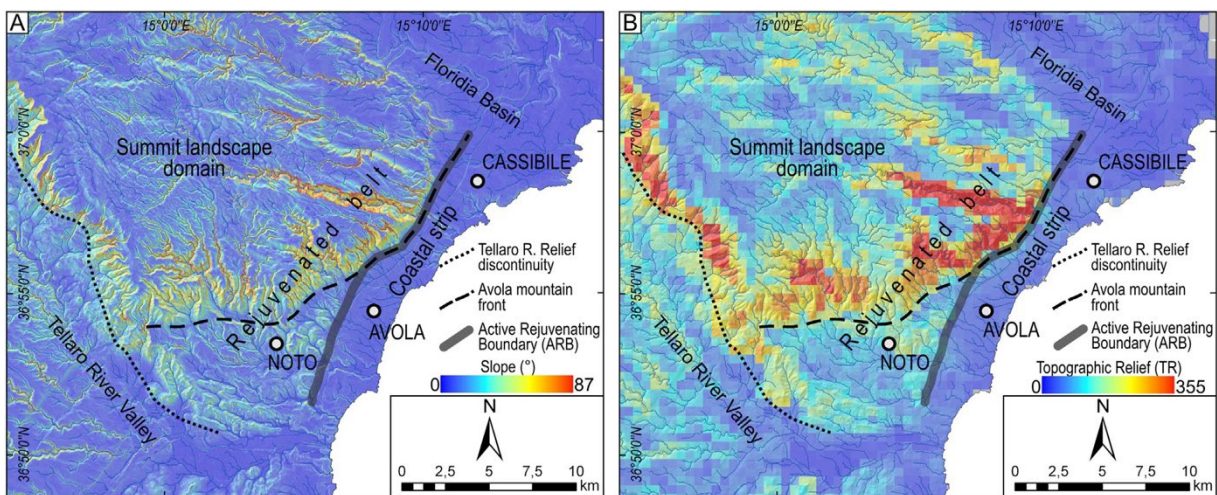


Figura 10 – Distribuzione spaziale dei principali indicatori del rilievo: A: Pendenze; B: Rilievo Topografico; modificata da Pavano et al., 2019.



Fig. 11. Aree a rischio geomorfologico. In rosso sono evidenziate le aree a rischio 4, in arancione le aree a rischio 3, in giallo le aree a rischio 2, in giallo pallido le aree a rischio 1. Geoportale Regione Siciliana, PAI.
https://www.sitr.regione.sicilia.it/geoportale/mobile/record.html?id_r_sicili:b9acab22-1fec-4f96-a729-6efd649ea901

Lineamenti tettonici dei Monti Iblei nell'area attraversata dal caviodotto

I principali lineamenti tettonici affioranti nei Monti Iblei (Fig. 12) sono costituiti da sistemi di faglie ad alto angolo, che si distribuiscono su tre distinte orientazioni preferenziali e che suddividono l'Avampese Ibleo in due blocchi distinti: il dominio Ragusano ed il dominio Siracusano.

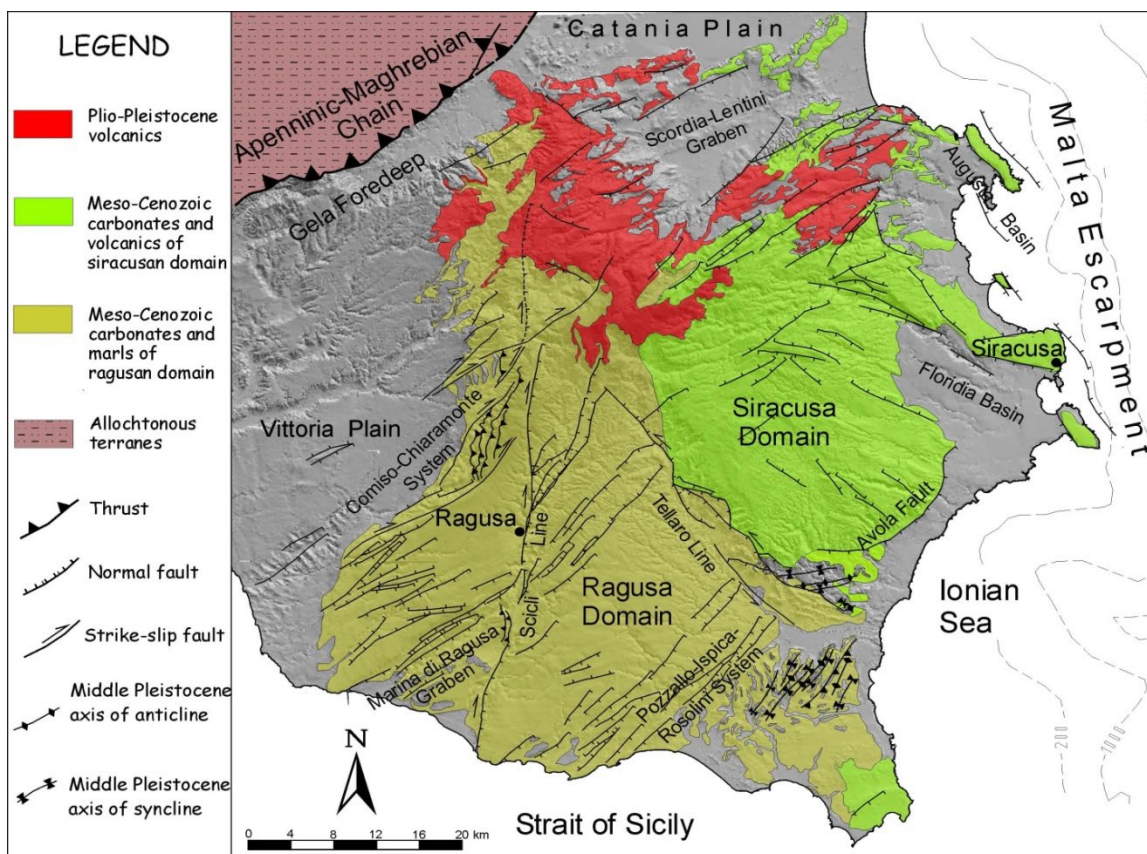


Figura 12 – Schema geologico strutturale del Plateau Ibleo (modificato da Catalano et al., 2010; Bonforte et al., 2015)

I sistemi di faglia predominanti sono orientati in direzione NE-SO. Faglie appartenenti a questo sistema bordano l'altopiano calcareo ragusano verso la Piana di Vittoria ad ovest, nella zona tra Comiso e Chiaramonte Gulfi (Sistema di Comiso-Chiaramonte; Fig. 12). Tali strutture sono

marcate da scarpate lineari ad alto angolo, con rigetti cumulati misurati sugli orizzonti miocenici della Formazione Ragusa di circa 780 m (Grasso & Reuther, 1988). Recenti studi condotti nell'area (Monaco et al., 2003) hanno evidenziato, lungo le direttrici orientate NE-SO, gli indizi di almeno due fasi di movimento, la prima con cinematica di tipo normale, la seconda con rigetti di tipo trascorrente destro.

Fasci di faglie ad orientazione NE-SO formano la gradinata che borda l'altopiano ragusano in direzione di Marina di Ragusa, delimitando verso ovest la depressione ad andamento triangolare compresa tra Marina di Ragusa e Scicli, che attualmente ospita le foci del Fiume Irminio e della Fiumara di Modica (Graben di Marina di Ragusa; Grasso & Reuther, 1988). Domina la parte centrale del plateau il Sistema della Linea di Scicli (Ghisetti & Vezzani, 1980), costituita da un insieme di faglie con cinematica prevalentemente trascorrente, pleistocenica, che si estende per circa 40 km in direzione N10 tra gli abitati di Cava d'Aliga (a mare) e Giarratana (Fig. 12), rappresentando il principale lineamento strutturale del dominio ragusano dei Monti Iblei. La Linea di Scicli si è sviluppata come una zona trascorrente destra, interpretata come una faglia trasforme (Grasso & Reuther, 1988; Ben Avraham & Grasso, 1991) perché, durante il Neogene-Quaternario, avrebbe favorito l'estensione, diretta NE-SO, del Blocco Pelagiano, e l'apertura nel Canale di Sicilia del Rift di Pantelleria (Reuther & Eisbacher, 1985; Boccaletti et al., 1990). Catalano et al. (2008) hanno messo in evidenza una parziale riattivazione della struttura, lungo la quale è stato stimato un rigetto sinistro massimo pari a circa 1250 m. I dati paleomagnetici confermano questi valori di rigetto, in quanto la Faglia di Scicli non ha prodotto significative rotazioni blocchi attorno ad assi verticali (Pellegrino et al., 2016).

Un secondo fascio di faglie, orientate NE-SO, forma il **sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini (Fig. 12)**, che controlla la gradinata posta lungo il bordo sud-orientale dell'altopiano ragusano. Tali strutture sono caratterizzate da scarpate rettilinee estese per una lunghezza totale di circa 20 km, inclinate di circa 70° verso SE, che raggiungono un'altezza massima di 35 m in corrispondenza dell'abitato di Ispica. In prossimità dell'abitato di Rosolini, alcune faglie antitetiche, immergenti verso NO, isolano una depressione lunga circa 4 km e larga circa 1 km. Analisi strutturali condotte sul Sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini (Grasso et al., 1992; Catalano et al., 2007) hanno evidenziato almeno due fasi di deformazione. Una prima fase, attribuita ad un'età Messiniano-Pliocene medio, è stata caratterizzata da movimenti trascorrenti destri. La

seconda fase, avvenuta a partire dal Pleistocene medio, è stata contraddistinta da movimenti normali puri, in accordo con un'estensione diretta NNO-SSE. Analisi morfostrutturali condotte lungo questo sistema (Bianca et al., 1999) hanno evidenziato che gli effetti della deformazione estensionale si sono protratti fino all'Olocene.

Secondo Pavano et al. (2019) la Faglia di Ispica mostra chiara evidenza di movimenti normali recenti. Una prominente scarpata di faglia caratterizza la faglia per tutta la sua lunghezza ed il piano mostra chiari indicatori cinematici di movimento dip-slip legati ad un'estensione orientata NO-SE (Fig.13).

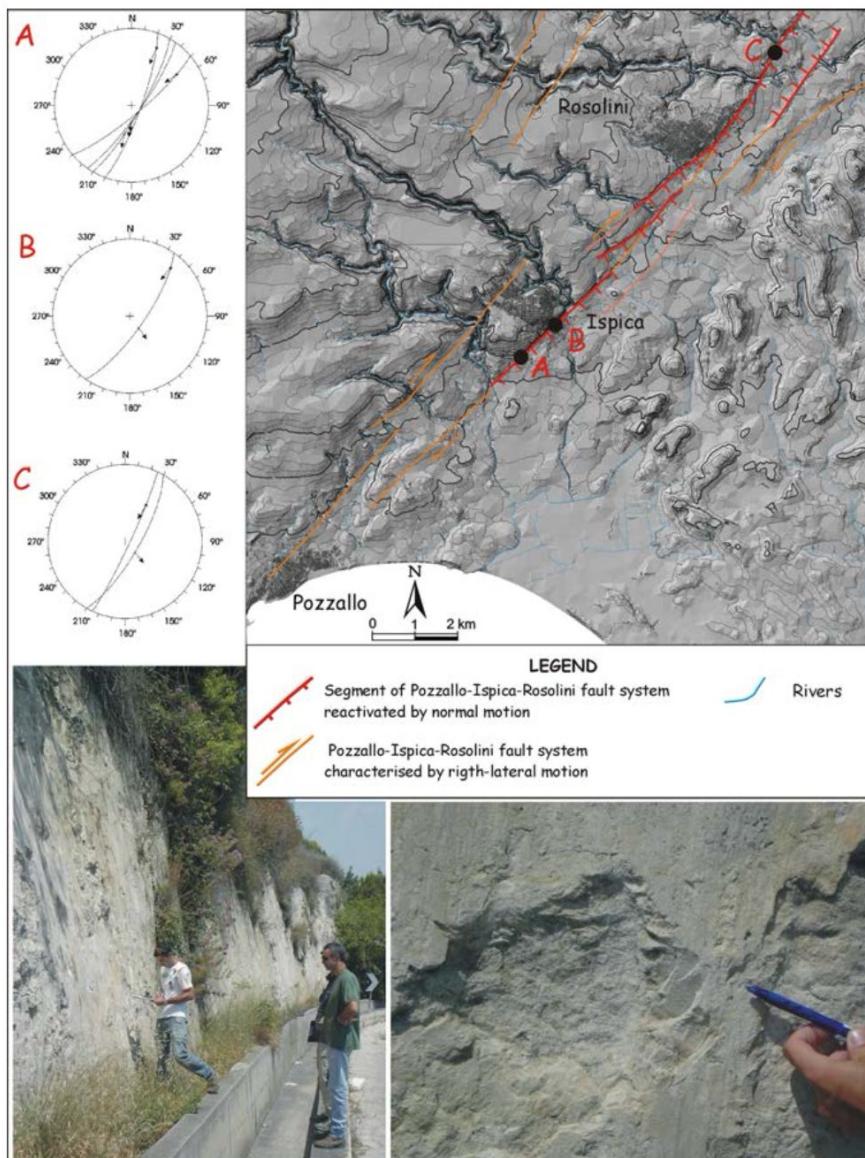


Figura 13. Particolare del Sistema di faglie Ispica-Rosolini con indicatori cinematici mostranti il movimento lungo il piano di faglia. Modificata da Pavano et al., 2019.

Lungo il Sistema di Faglie Pozzallo-Ispica-Rosolini, lungo 20 km, le strie indicano un rigetto trascorrente destro (pitch=10-20) misurato lungo i segmenti immergenti verso SE con orientazione N50. La riattivazione, con movimento normale, è invece documentata da una seconda generazione di strie (pitch= 100-110) osservati lungo due segmenti del sistema: la Faglia di Ispica, lunga 4 km e quella di Rosolini lunga 7 km (Fig. 13) (Catalano et al., 2010). I segmenti di faglia di Ispica e Rosolini, riattivati come faglie normali, mostrano una scarpata alta 6 m (Fig.14). La morfologia della scarpata suggerisce movimenti molto recenti supportati dalla presenza di una fascia alla base della scarpata, di circa 0,5 m, di colore chiaro lungo il segmento di Ispica. Considerando un'età Olocenica per l'intera scarpata di faglia ringiovanita è possibile stimare una velocità di movimento lungo la struttura di 0,6 mm/a.



Figura 14. Foto del piano di faglia presso Ispica, vicino il cimitero.

Verso nord-est, il Sistema di Pozzallo-Ispica-Rosolini è interrotto da un'altra imponente zona di taglio, orientata NO-SE (**Linea del Tellaro**; CATALANO et al., 2007; ROMAGNOLI et al., 2015), che si sviluppa lungo la valle dell'omonimo fiume, a delimitare un'ampia depressione morfologica post-tortoniana, il Bacino del Tellaro, che separa gli altopiani calcarei ragusano e siracusano. La depressione, ampia 3 km e lunga 23 km, ha un'orientazione NO-SE e si trova nella zona di interferenza tra due sistemi di faglia trascorrenti a componente sinistra e con la medesima orientazione. Il bacino contiene sedimenti di età compresa tra il Messiniano ed il Pliocene medio, che rappresentano il riempimento sintettonico del bacino (Romagnoli et al., 2015, Fig.15). Lungo la valle del Tellaro, nei pressi di Contrada Renna alta, è visibile un sistema a *fold and thrust* imbricati (Fig.16), che si diramano da un segmento principale di faglia ed hanno la stessa orientazione della faglia bordiera orientale (Fig.15). Sia le strutture contrazionali che i segmenti di faglia della *shear zone* sono però sigillati e postdatati da terrazzi marini del Pleistocene medio (Catalano et al., 2008), indicando quindi che le strutture non sono attive.

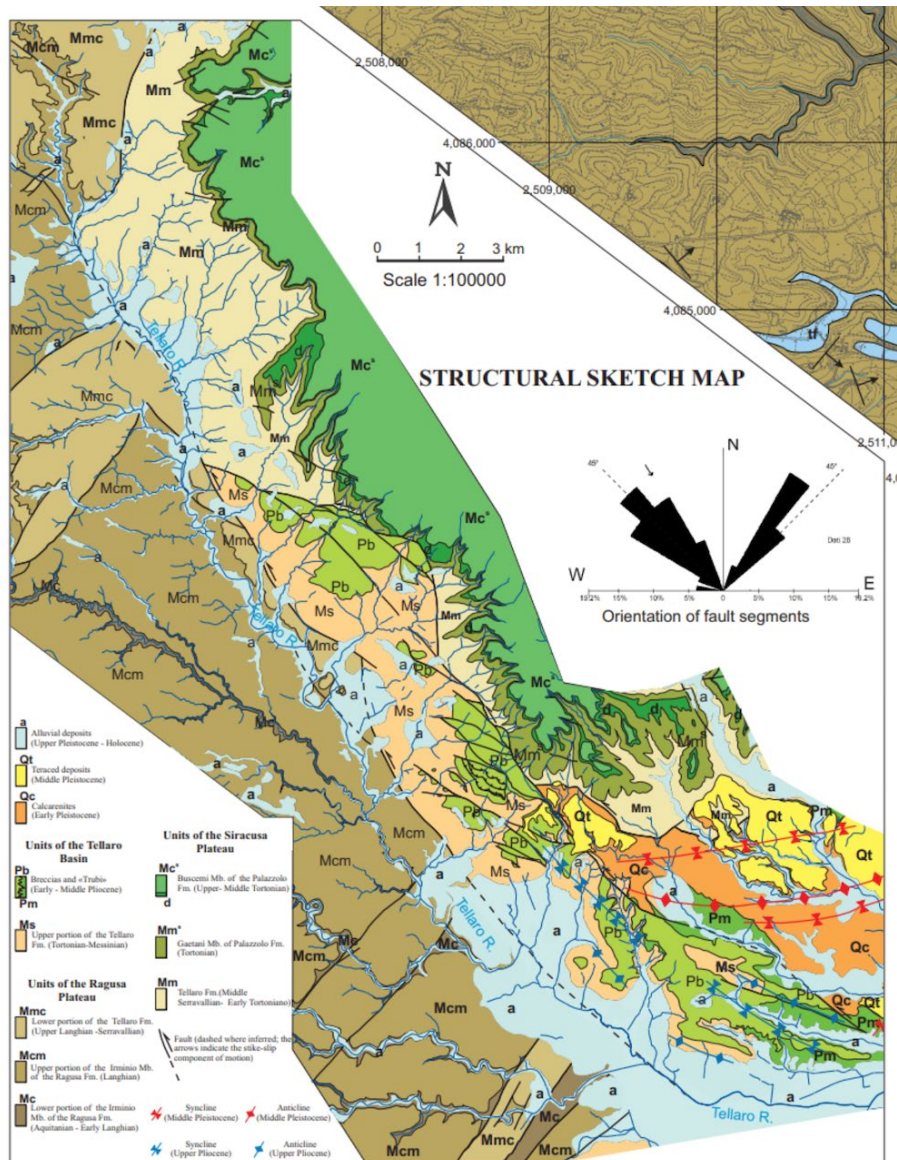


Figura 15. Carta strutturale schematica della Valle del Tellaro (Romagnoli et al., 2015).



Fig. 16 – Vista Panoramica di Contrada Renna Alta mostrante i thrust imbricati su brecce calcaree del Pliocene medio (da Romagnoli et al., 2015).

Stratigrafia dell'area attraversata dall'opera

La successione affiorante nei Monti iblei è dominata da carbonati di mare basso e rampa carbonatica, che nell'area in esame hanno un'età complessivamente miocenica.

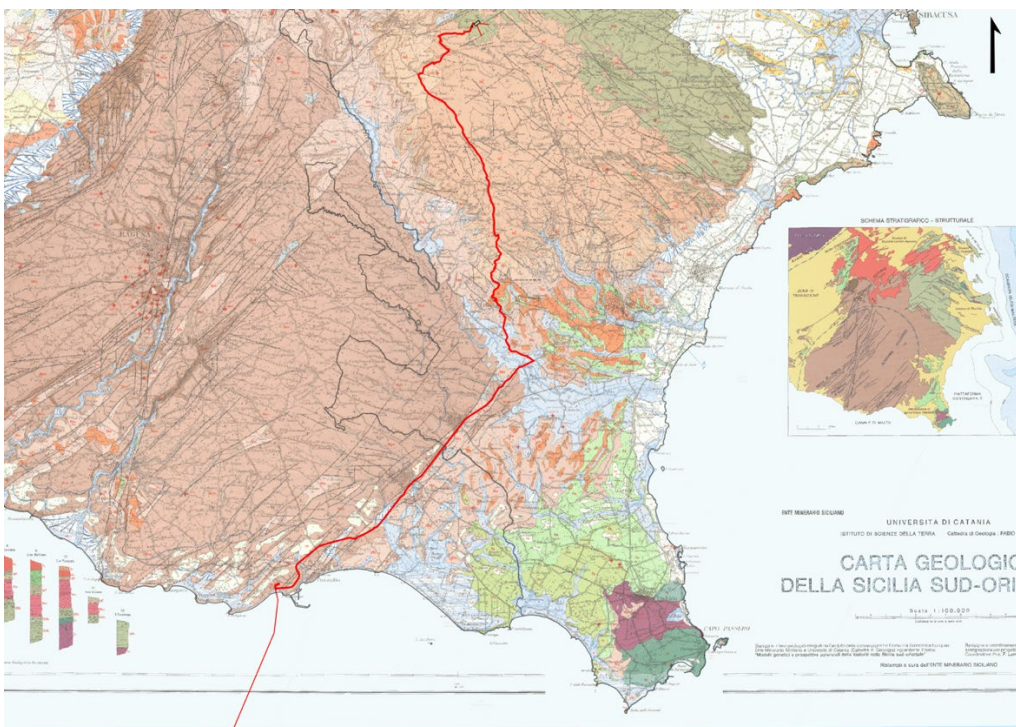


Fig. 17 – Estratto della Carta geologica della Sicilia sud-orientale. Scala 1:100.000, S.El.Ca. Firenze

La formazione più vecchia è la Formazione Ragusa, divisa nei due membri, Leonardo e Irminio, da Rigo & Barbieri (1959). Il Membro Leonardo (Ocm in carta, ma non presente nell'area di interesse) è costituito da un'alternanza di packstones biancastri a foraminiferi planctonici (in strati da 30 a 100 cm di spessore) e marne, contenenti associazioni a foraminiferi planctonici a *Globorotalia opima opima*, *Globigerina angulisuturalis*, *G. venezuelana*, *G. ciperoensis* di età Oligocene superiore (Grasso et al., 2000).

Il Membro Irminio della Formazione Ragusa, affiorante lungo il tracciato che va da Pozzallo verso Ispica e Rosolini è costituito da diverse litofacies: una litofacies basale costituita da

calcareniti (packstones) e calciruditi (Mc) talvolta con geometrie a clinoforni (Punta Raganzino nei pressi dell'attacco del cavidotto, Fig.18). Questi calcari, che contengono foraminiferi bentonici (*Amphistegina* e *Miogypsina*) indicativi del Burdigaliano inferiore, e rari echinoidi, alghe coralline, sono separati da sottili livelli marnosi. L'intervallo basale Mc può essere interessato da intensi fenomeni di diagenesi e ricristallizzazione, che trasformano le calcareniti bioclastiche in calcari cristallini duri ("bancata" di GRASSO, 1999).

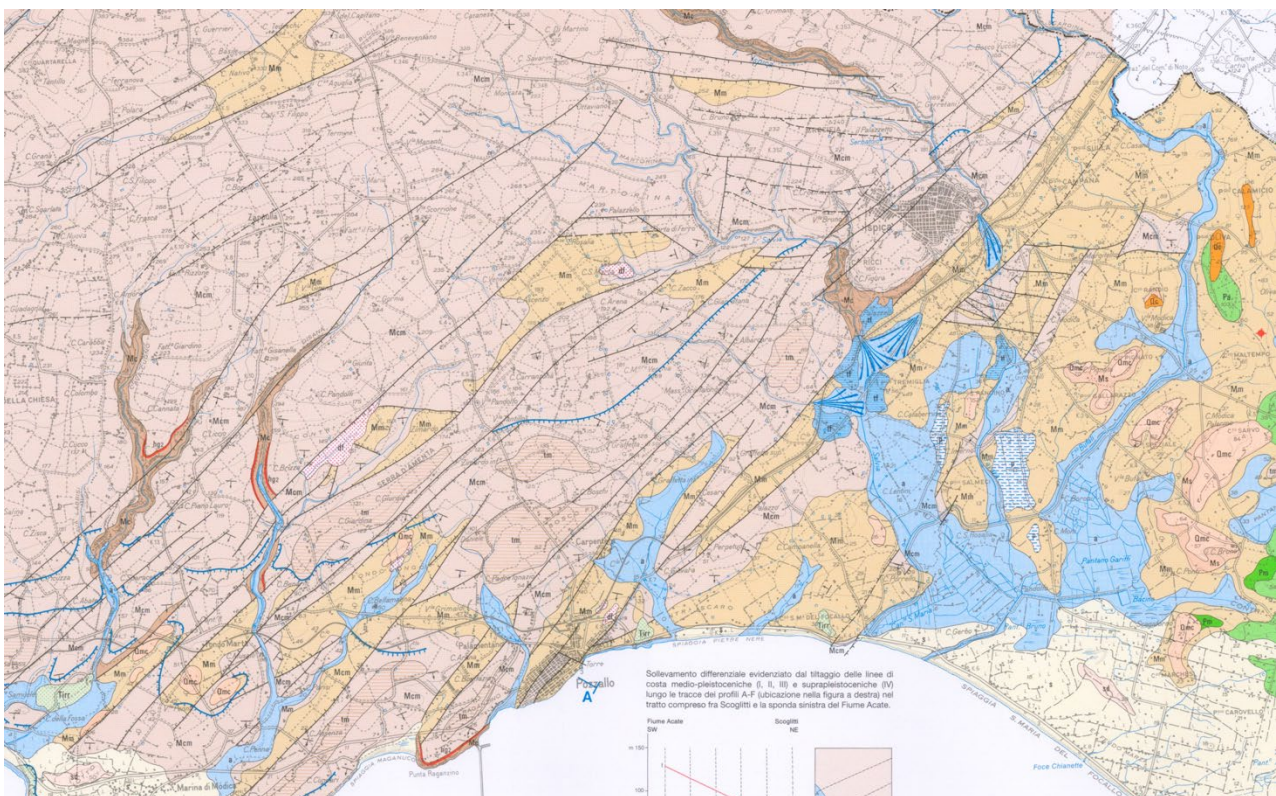


Fig. 18 – Estratto della Carta geologica della Provincia di Ragusa (Sicilia SE), scala 1:50.000, S.El.Ca., Firenze (M. Grasso).

Questo intervallo passa verso l'alto ad uno mediano costituito da *packstones* – calcareniti grigiastre (in strati di spessore da 30 a 60 cm, Mcm), alternati a *wackestones* - calcari marnosi e calcari micritici di età Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore. Questo, di spessore di circa 60 metri, è visibile lungo l'area tra Ispica e Rosolini (Pedley, 1981). All'interno della litofacies basale (Mc) o, localmente, tra la basale e la intermedia (Mc e Mcm) è possibile riconoscere una marcata superficie di erosione associata ad un livello contenente noduli fosfatici e denti di squalo (hg2, Grasso et al., 1994), visibili lungo il costone di Punta Raganzino.

Le associazioni a foraminiferi planctonici contengono *Paragloborotalia acrostoma*, *Globigerinoides sicanus* e *Paragloborotalia siakensis* del Burdigaliano superiore-Langhiano. Questo intervallo mediano, Mcm in Fig.18, passa verso l'alto alla sovrastante Formazione Tellaro, ed è graduale e concordante in alcune aree e discordante in altre. La Formazione Tellaro affiora nelle aree depresse ad est di Rosolini e Ispica (Fig.19), all'interno di graben, ed ampiamente nel Bacino del Fiume Tellaro. Essa è costituita da marne e argille marnose grigio-giallastre (Mm) contenenti una ricca associazione a foraminiferi planctonici con abbondanti microfaune a *Praeorbulina glomerosa*, *P. glomerosa circularis* (parte bassa), *Orbulina* spp. (media) e *Neogloboquadrina acostaensis* (parte alta), indicative di un'età compresa tra il Miocene medio e superiore (Langhiano-Tortoniano).



Fig.19 - Foto mostrante il lato rialzato della Faglia di Ispica (a destra nella foto) dove sono esposti i calcari della Formazione Ragusa ed in basso (a sinistra) il cimitero di Ispica, sito sulle marne della Formazione Tellaro. La scarpata corrisponde al piano di faglia.

Nel tratto a nord-est lungo la Valle del Tellaro, questa unità passa verso l'alto a dei carbonati con granulometria più grossolana (Cava Molino-Gaetanì, Monti di Avola MMs, Fig.21), noti come formazione Palazzolo, depositi su una rampa carbonatica (Pedley & Grasso, 1992).

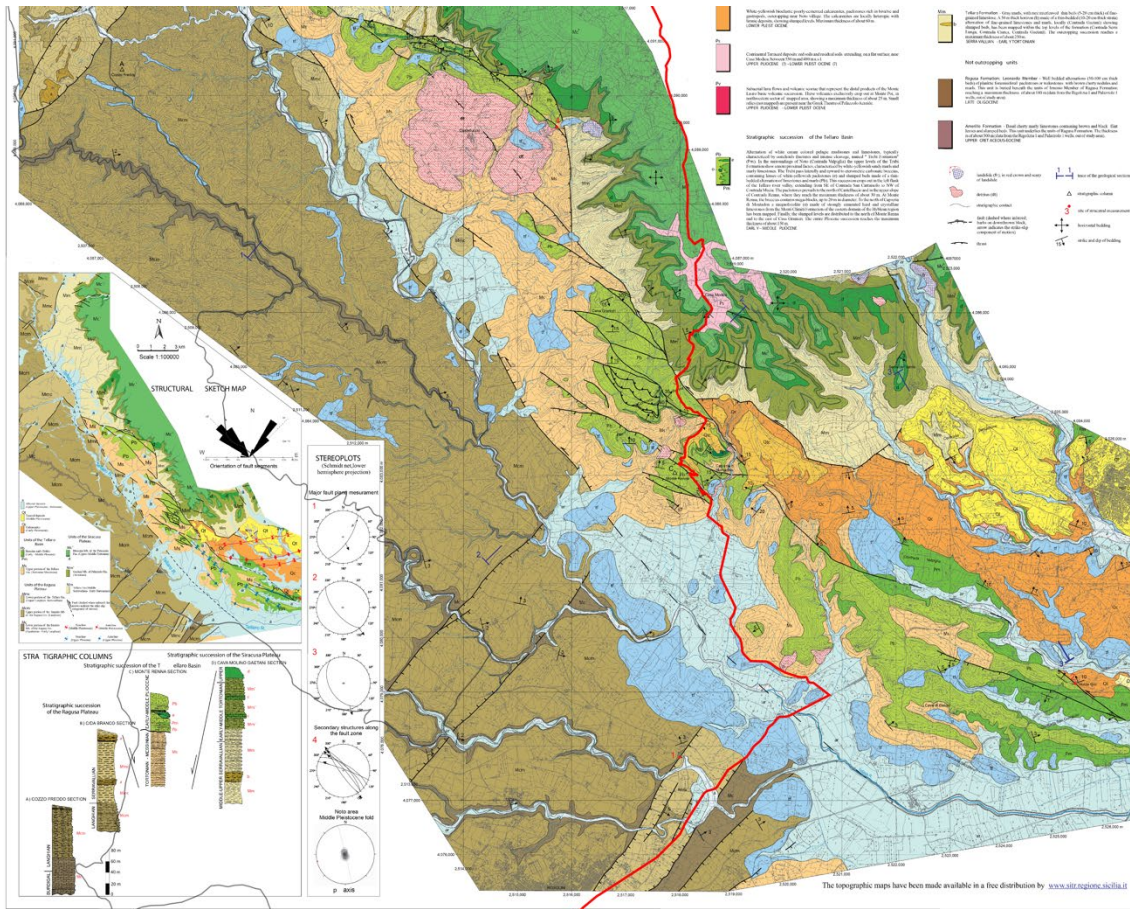


Fig.20 – Romagnoli et al., 2015 – Carta geologica del Tellaro. In rosso è segnato il cavidotto.

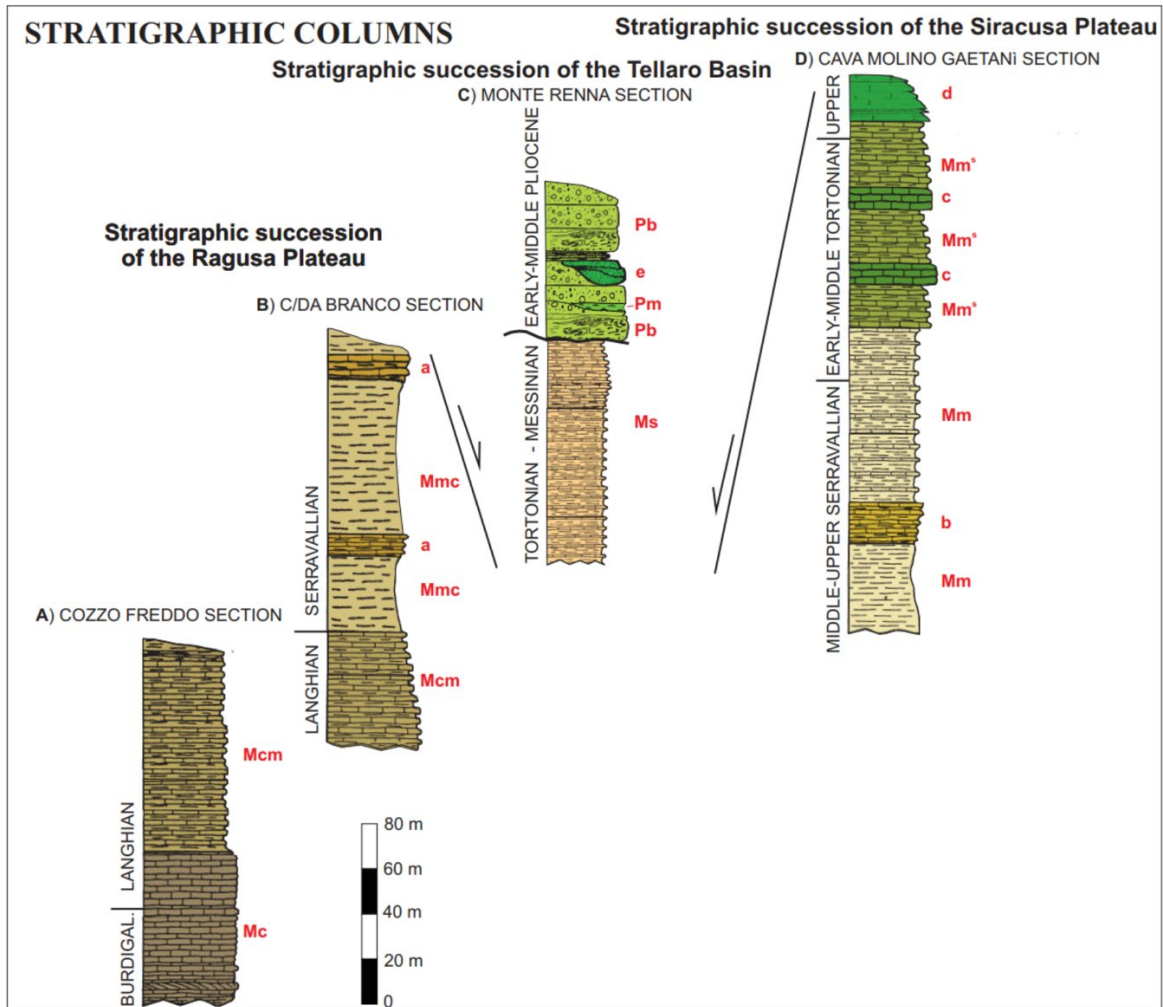


Fig.21. Colonne stratigrafiche tratte da Romagnoli et al., 2015 – Carta geologica del Tellaro.

All'interno del Bacino del Tellaro (Sezione Monte Renna, Fig.21) le marne della Formazione Tellaro passano verso l'alto a calcari micritici bianchi alternati a marne giallastre (F.ne Palazzolo, Cd. Renna Alta) e datati al Messiniano (Grasso et al., 2000; Romagnoli et al., 2015, Fig.22).



Fig.22. Passaggio stratigrafico tra la parte alta della Formazione Tellaro e la Formazione Palazzolo (Contrada Renna).

Sono inoltre presenti blocchi di diatomiti della Formazione Tripoli e Gessi del Messiniano. Breccie carbonatiche risedimentate (Pb) si ritrovano all'interno delle marne e dei calcari marnosi dei Trubi del Pliocene inferiore e delle marne del Pliocene medio (Grasso et al., 1987). I sedimenti più giovani, che chiudono la successione, sono calcareniti bioclastiche bianco-giallastre di età Pleistocene inferiore, che ricoprono in discordanza diversi termini di età Messiniano-Pliocene. Infine, depositi marini terrazzati del Pleistocene inferiore-medio (Carbone et al., 1982), ricoperti da terrazzi continentali con travertini e suoli, si trovano a quote di 300 m sul livello del mare, e suturano i segmenti di faglia che bordano i settori meridionali del Bacino del Tellaro. L'alveo del Fiume Tellaro è fiancheggiato da differenti ordini di terrazzi fluviali, con distribuzione asimmetrica, più diffusi lungo la sponda orientale, che raggiungono una massima elevazione di circa 450 m sul livello del mare (Romagnoli et al., 2015).

Caratteristiche idrogeologiche dell'area attraversata dal cavidotto

L'area oggetto di interesse è coperta dalle carte tematiche della Vulnerabilità delle falde idriche, Settore nord- e sud-orientale ibleo (Aureli et al., 1989; Adorni et al., 1990).

Gli aspetti idrogeologici del plateau sono determinati dall'ampia presenza di rocce carbonatiche con permeabilità primaria $>10^{-5}$ cm/s, che ospitano quindi importanti acquiferi (Aureli et al., 1989). In generale, l'area è caratterizzata dalla presenza di acquiferi localizzati a differenti profondità, separati da intervalli a permeabilità minore (marne), che possono comunque essere connessi o interrotti da faglie (Ruggieri, 1990). Le piezometriche indicano un flusso lungo direzioni radiali dall'area topografica più elevata (Monte Lauro) verso le aree periferiche del plateau (Ristuccia et al., 2019).

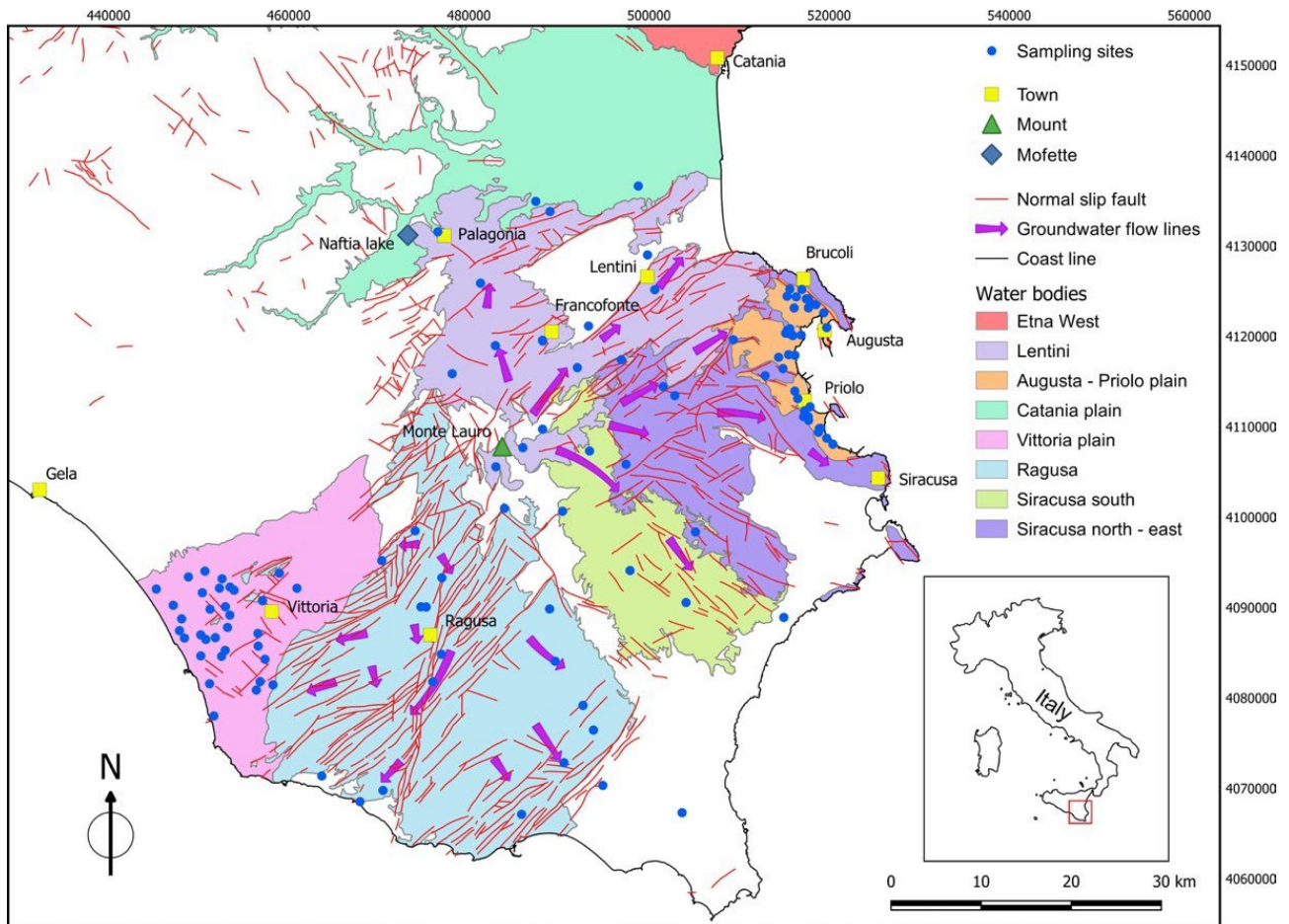


Fig.23. Idrologia dell'area iblea. Le Coordinate sono riferite al sistema UTM WGS84. Modificato da Ristuccia et al., 2019.

In generale, i blocchi di Ragusa e Siracusa hanno un flusso dell'acqua sotterranea diretto verso sud-est. La permeabilità dei terreni attraversati diminuisce sia verticalmente che orizzontalmente al passaggio con i litotipi meno permeabili, per esempio costituiti dalle marne della Formazione Tellaro. Inoltre, l'idrogeologia nel Plateau Ibleo mostra differenti aspetti in relazione non solo alla litologia ma anche agli aspetti strutturali (Grasso et al., 2000). Gli acquiferi possono a luoghi essere in continuità idraulica grazie alla presenza di faglie. Nel settore in questione i principali acquiferi sono associati ai carbonati della Formazione Ragusa. Diversi acquiferi, liberi, e/o parzialmente confinati, si trovano all'interno del Membro Irminio della Formazione Ragusa, separati da intercalazioni marnose di differente spessore (Grasso et al., 1990). Un acquifero più profondo e meglio confinato si ritrova all'interno del Membro Leonardo della Formazione Ragusa. La permeabilità è secondaria, legata alla fratturazione, perché la porosità primaria, intergranulare, dei carbonati è bassa. La vulnerabilità dell'acquifero è alta dove esso non è confinato dalle marne della Formazione Tellaro, ed ove i

termini carbonatici della Formazione Ragusa sono esposti e carsificati (blocchi tettonici sollevati e reincisi).

Al contrario, nell'area a sud-est di Pozzallo-Ispica-Rosolini, ovvero nell'area di interesse, la falda è contenuta nell'acquifero carbonatico della Formazione Ragusa ma è confinato dalle marne della formazione Tellaro. Esso si approfondisce al di sotto della Formazione Tellaro (Mm in violetto in Fig. 24), quasi lungo tutto il tracciato del cavidotto, ospitato all'interno del blocco ribassato del Sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini e nel blocco a nord est del Fiume Tellaro. La falda idrica contenuta in questo acquifero è quindi protetta e la sua vulnerabilità è estremamente bassa (Adorni et al., 1990, Fig.24).

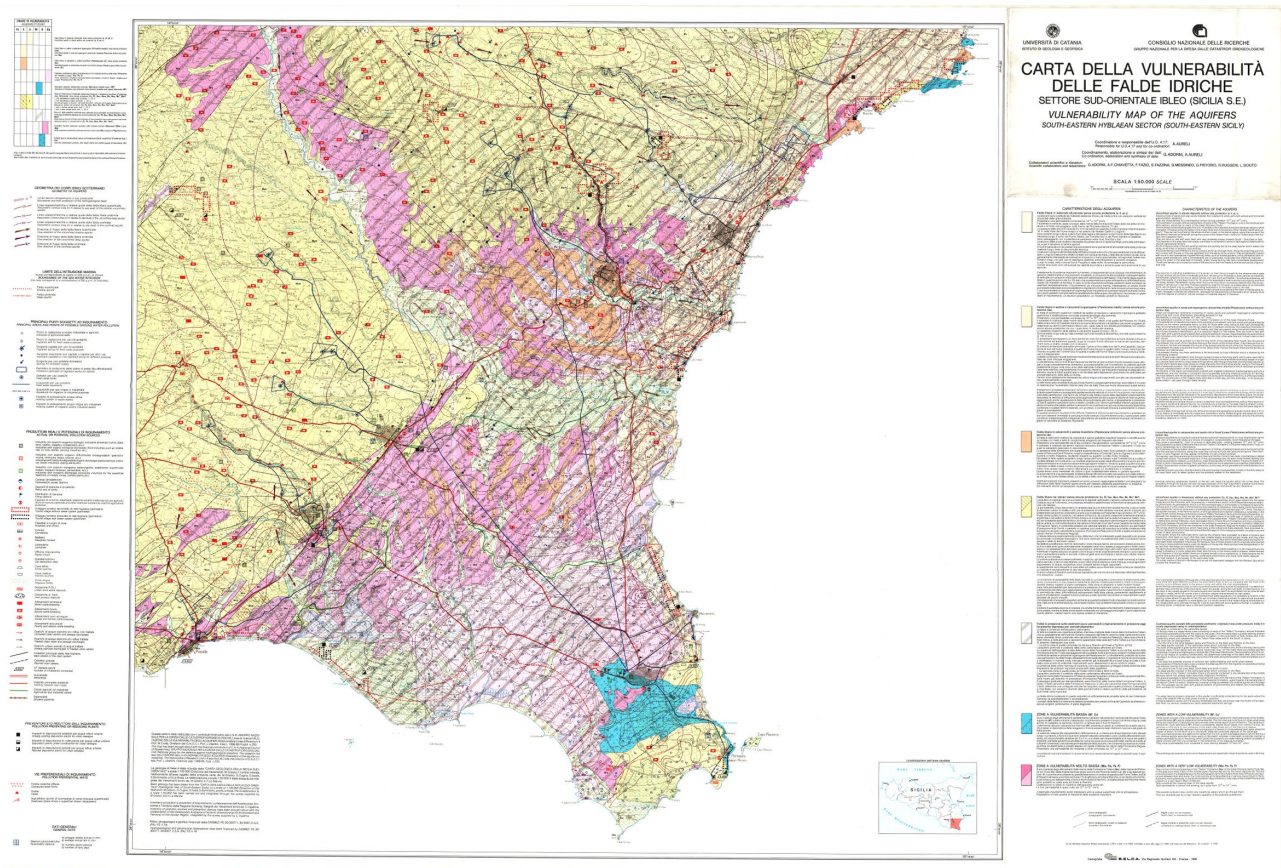


Fig.24. Adorni et al., 1990. Carta della vulnerabilità delle falde idriche.

Bibliografia

Adorni G., Chiavetta A.F., Fazio F., Fazzina S., Messineo G., Pistorio G., Ruggeri R., Sciuto L., 1990. Carta della vulnerabilità delle falde idriche. Settore sud-orientale Ibleo (Sicilia S.E.). Scala 1:50.000, S.El.Ca. Firenze.

Amato, A., Azzara, R., Basili, A., Chiarabba, C., Cocco, M., Di Bona, M., Selvaggi, G., 1995. Main shock and aftershocks of the December 13, 1990, Eastern Sicily earthquake. *Annali di Geofisica* 38, 255-266.

Argnani, A., Bonazzi, C.; 2005. The Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene- Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data. *Tectonics* 24, TC4009, doi:10.1029/2004TC001656.

Aureli A., Adonri G., Chiavetta A.F., Fazio F., Fazzina S., Messineo G., 1989. Carta della vulnerabilità delle falde idriche, Settore nord orientale Ibleo (Sicilia S.E.). Scala 1:50.000. S.El.Ca. Firenze.

Azzaro, R., Barbano, M. S., 2000. Analysis of the seismicity of Southeastern Sicily: a proposed tectonic interpretation, *Annali di Geofisica* 43, 171-188.

Ben-Avraham, Z., & Grasso, M. (1991). Crustal structure variations and transcurrent faulting at the eastern and western margins of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 196(3-4), 269–277. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90326-N](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90326-N)

Behncke, B. (2004). Late Pliocene volcanic island growth and flood basalt-like lava emplacement in the Hyblean Mountains (SE Sicily). *Journal of Geophysical Research*, 109, B09201. <https://doi.org/10.1029/2003JB002937>

Bianca, M., Monaco, C., Tortorici, L., & Cernobori, L. (1999). Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake. *Geophysical Journal International*, 139(2), 370–394. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00942.x>

Boccaletti, M., Cello, G., Tortorici, L., 1990. Strike-slip deformation as a fundamental process during the Neogene-Quaternary evolution of the Tunisian-Pelagian area. *Annales Tectonicae* 4, 104-119.

Bonforte, A., Catalano, S., Maniscalco, R., Pavano, F., Romagnoli, G., Sturiale, G., & Tortorici, G. (2015). Geological and geodetic constraints on the active deformation along the northern margin of the Hyblean Plateau (SE Sicily). *Tectonophysics*, 640-641, 80–89. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.024>

Burollet, P. F., Mugniot, G. M. And Sweeney, P. (1978). The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of southern Tunisia and Tripolitania. In: Nairn, A., et al., Eds, *The ocean basins and margins*. 331–339. New York: Plenum Press:.

Carbone, S., Grasso, M., Lentini, F., & Pedley, H. (1987). The distribution and palaeoenvironment of Early Miocene phosphorites of Southeast Sicily and their relationships with the maltese phosphorites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 58(1-2), 35–53. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(87\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0031-0182(87)90004-6)

Catalano, S., De Guidi, G., Monaco, C., Tortorici, G., Tortorici, L., 2008a. Active faulting and seismicity along the Siculo-Calabrian rift zone. *Tectonophysics*, 453, pp. 177–192 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.05.008>.

Catalano, S., De Guidi, G., Romagnoli, G., Torrisi, S., Tortorici, G., Tortorici, L., 2008b. The migration of plate boundaries in SE Sicily: Influence on the large-scale kinematic model of the African promontory in southern Italy. *Tectonophysics* 449, 41–62.

Catalano, S., Romagnoli, G., & Tortorici, G. (2010). Kinematics and dynamics of the Late Quaternary rift-flank deformation in the Hyblean Plateau (SE Sicily). *Tectonophysics*, 486(1-4), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.01.013>

Catalano, S., Torrisi, S., Tortorici, G., Romagnoli, G., 2011. Active folding along a rift-flank: the Catania region case history (SE Sicily). *J. Geodyn.* 51 (1), 53–63.

DISS Working Group (2021). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.3.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/diss3.3.0>

Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2001). History of subduction and back arc extension in the central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3), 809–820. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x>

Ghisetti, F., Vezzani, L., 1980. The structural features of the Iblean plateau and of the Monte Iudica area (South Eastern Sicily). A microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 99, 57–102.

Grasso, M. (1999). Carta geologica del settore centro-meridionale dell'Altopiano Ibleo (provincia di Ragusa, Sicilia sudorientale), scale 1: 50.000. SELCA, Florence: Università di Catania, Istituto di Geologia e Geofisica.

Grasso, M., Pedley, H. M. And Maniscalco, R., 1994. The application of a late Burdigalian–early Langhian highstand event in correlating complex Tertiary orogenic carbonate successions within the Central Mediterranean. *Géologie Méditerranéenne*, XXI: 69–83.

Grasso, M., Reuther, C.D., 1988. The western margin of the Hyblean Plateau: a neotectonic transform system on the SE Sicilian foreland. *Annales Tectonicæ* 2 (2), 107–120.

Grasso, M., Reuther, C.D., Tortorici, L., 1992. Neotectonic deformations in SE Sicily: the Ipsica fault, evidence of Late Miocene–Pleistocene decoupled wrenching within the central Mediterranean stress regime. *J. Geodynam.* 16, 135–146.

Grasso M., Pedley H.M., Maniscalco R., Ruggieri R. (2000). Geological context of the “Carta geologica del settore centro-meridionale dell’Altopiano Ibleo). *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 45-52.

Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Valensise, G., 2007. CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500). INGV-SGA, <http://storing.ingv.it/cfti4med>.

Gutscher, M. A., Kopp, H., Krastel, S., Bohrmann, G., Garlan, T., Zaragosi, S., et al. (2017). Active tectonics of the Calabrian subduction revealed by new multi-beam bathymetric data and high-resolution seismic profiles in the Ionian Sea (Central Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 461, 61–72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.020>

Henriquet, M., Dominguez, S., Barreca, G., Malavieille, J., Cadio, C., & Monaco, C. (2019). Deep origin of the dome-shaped Hyblean Plateau, southeastern Sicily: A new tectono-magmatic model. *Tectonics*, 38, 4488–4515. <https://doi.org/10.1029/2019TC005548>

Lavecchia, G., Ferrarini, F., De Nardis, R., Visini, F., Barbano, M.S., 2007. Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (southern Italy): Some insights from integrated structural- kinematic and seismological data. *Tectonophysics* 445, 145-167, doi:10.1016/j.tecto.2007.07.007.

Lentini F., Carbone S., Grasso M. 1984. Carta geologica della Sicilia sud-orientale, scala 1: 100.000. S.EL.CA., Firenze.

Monaco C., Alicata A., De Guidi G., Nucifora S. (2003). Tettonica trascorrente pleistocenica lungo il margine occidentale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 122, 355–364 (10 ff).

Musumeci, C., Scarfi, L., Palano, M., & Patanè, D. (2014). Foreland segmentation along an active convergent margin: New constraints in southeastern Sicily (Italy) from seismic and geodetic observations. *Tectonophysics*, 630(C), 137–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.017>

Pavano F., Romagnoli G., Tortorici G., Catalano S. (2019). Morphometric evidences of recent tectonic deformation along the southeastern margin of the Hyblean Plateau (SE-Sicily, Italy). *Geomorphology* 342 (2019) 1–19.

Pedley, H.M., 1981. Sedimentology and palaeoenvironment of the southeast Sicilian Tertiary platform carbonates. *Sediment. Geol.* 28, 273–291.

Pedley, M., & Grasso, M. (1992). Miocene syntectonic sedimentation along the western margins of the Hyblean-Malta platform: A guide to plate margin processes in the central Mediterranean. *Journal of Geodynamics*, 15(1-2), 19–37. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(92\)90004-C](https://doi.org/10.1016/0264-3707(92)90004-C)

Pellegrino A. G., Maniscalco R., Speranza F., Hernandez-Moreno C. and Sturiale G. (2015). Paleomagnetism of the Hyblean Plateau, Sicily: A review of the existing data set and new evidence of block rotation from the Scicli–Ragusa Fault System. *Italian Journal of Geosciences*, 300-307. <https://doi.org/10.3301/IJG.2015.30>

Reuther C.D. and Eisbacher G.H. (1985). Pantelleria rift–crustal extension in a convergent intraplate setting. *Geol. Rundsch.* 74, 585–597.

Rigo, M., Barbieri, B., 1959. Stratigrafia pratica applicata in Sicilia. *Bollettino del Servizio Geologico Italiano* 80, 2–3; 1-92.

Ristuccia G.M., Bonfanti P., Giammanco S. and Stella G (2019). Assessment of the Geochemical Potential in a Complex Tectonic Environment of South-East Sicily: New Insights From Hydrochemical Data. *Front. Earth Sci.* 7:88. doi: 10.3389/feart.2019.00088

Romagnoli, G., Catalano, S., Pavano, F., & Tortorici, G. (2015). Geological map of the Tellaro River Valley (Hyblean Foreland, southeastern Sicily, Italy). *Journal of Maps*, 11(1), 66–74. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.944878>

Ruggieri, R. (1990). “Assetto idrogeologico e intrusione delle acque marine nell’entroterra costiero ibleo,” in *Proceedings of the 1st Convegno Nazionale di Idrogeologia*, (Modena).

Sirovich, L., Pettenati, F., 1999. Seismotectonic outline of South-Eastern Sicily: an evaluation of available options for the scenario earthquake fault rupture. *J. Seismol.* 3 (3), 213–233.

Visini, F., de Nardis, R., Barbano, M.S., Lavecchia, G., 2009. Testing the seismogenic sources of the January 11th 1693 Sicilian earthquake (Io X/XI): insights from macroseismic field simulations. *Italian Journal of Geosciences* 128(1), 147-156.