

GEOLOGI e TERRITORIO

Periodico di Scienze della Terra dell'Ordine dei Geologi della Puglia

ISSN: 1974-1189

**IMPATTO DELL'INNALZAMENTO DEL LIVELLO DEL MARE
CAUSATO DAI CAMBIAMENTI CLIMATICI SULLE FALDE COSTIERE**

Isabella Serena Liso, Costantino Masciopinto

**SINTESI DELLE CONOSCENZE GEOLOGICHE
E STRATIGRAFICHE DEL PROMONTORIO DEL GARGANO**

Michele Morsilli

**INDIVIDUAZIONE DI CAVITÀ SOTTERRANEE MEDIANTE
L'UTILIZZO DELLA TOMOGRAFIA ELETTRICA:
L'ESEMPIO DELL'IPOGEO DI SANTA CANDIDA, BARI**

Maria Nilla Miccoli, Antonio Fiore, Michele Luisi,
Pietro Pepe, Luigi Spalluto, Salvatore Tancredi

GEOLOGI e TERRITORIO

Periodico dell'Ordine Regionale
dei Geologi - Puglia
Anno XIII - n. 2/2016

Direttore editoriale:
Valletta Salvatore

Direttore responsabile:
Alfarano Espedito

Comitato di redazione:
Dibenedetto Michele, Di Fazio Antonio,
De Razza Tiziana, Corvasce Maddalena A.,
Bonora Davide, d'Amico Nicola A.,
D'Amico Vincenzo, Ieva Maria Costantina,
Impagnatiello Domenico P.,
Quarta Giovanni, Valletta Salvatore

Comitato scientifico:
Antonicelli Antonello, Assennato Giorgio,
Baldassarre Giuseppe, Blonda Massimo,
Borri Dino, Capolongo Domenico,
Cotecchia Federica, Del Gaudio Vincenzo,
Dellino Pierfrancesco, Di Fazio Antonio,
Di Santo Antonio R., Fornelli Annamaria,
Gallicchio Salvatore, Leucci Giovanni,
Monterisi Luigi, Negri Sergio, Pagliarulo Rosa,
Polemio Maurizio, Ricchetti Giustino,
Sabato Luisa, Sansò Paolo,
Santaloia Francesca, Simeone Vincenzo,
Spilotro Giuseppe, Walsh Nicola

Coordinamento scientifico:
Di Fazio Antonio, Quarta Giovanni,
Valletta Salvatore

Segreteria di redazione:
De Razza Tiziana, Spizzico Silvio

Redazione, Amministrazione e Pubblicità:
Ordine dei Geologi - Puglia
Via Junipero Serra, 19 - 70125 Bari
www.geologipuglia.it - info@geologipuglia.it

Stampa:
Sagraf Srl - Z.I. Capurso (BA)

Autorizzazione del Tribunale di Bari:
n. 29 del 16.06.2004

Chiuso in tipografia il 16 dicembre 2016

SOMMARIO

2

Editoriale del Presidente dell'ORG - Puglia
Salvatore Valletta

3

IMPATTO DELL'INNALZAMENTO DEL LIVELLO
DEL MARE CAUSATO DAI CAMBIAMENTI
CLIMATICI SULLE FALDE COSTIERE
Isabella Serena Liso, Costantino Masciopinto

15

SINTESI DELLE CONOSCENZE GEOLOGICHE
E STRATIGRAFICHE DEL PROMONTORIO
DEL GARGANO
Michele Morsilli

31

INDIVIDUAZIONE DI CAVITÀ SOTTERRANEE
MEDIANTE L'UTILIZZO DELLA TOMOGRAFIA
ELETTRICA: L'ESEMPIO DELL'IPOGEO
DI SANTA CANDIDA, BARI
*Maria Nilla Miccoli, Antonio Fiore, Michele Luisi,
Pietro Pepe, Luigi Spalluto, Salvatore Tancredi*



Foto di copertina di Michele Morsilli:
Baia delle Zagare.

Nell'anno 2016 si chiude il primo triennio del nuovo ciclo di Aggiornamento Professionale Continuo e la Puglia può vantare così un percorso tra i più importanti d'Italia per numero di crediti formativi e qualità delle iniziative nel pieno rispetto delle esigenze degli iscritti. Ci auguriamo che le proposte correttive del Regolamento APC, avanzate dal Consiglio dell'Ordine, possano concretamente contribuire a rendere più funzionale per gli iscritti l'obbligo dell'aggiornamento, confidando anche nelle semplificazioni dell'imminente avvio operativo della piattaforma predisposta dal Consiglio Nazionale dei Geologi.

Il Consiglio ha proseguito nella sua linea volta a ottimizzare le spese di gestione dell'Ordine, mantenendo l'importo della quota annuale, senza indietreggiare nelle azioni sistematiche a tutela della professione, intervenendo presso le Pubbliche Amministrazioni sul tema delle competenze geologiche e sul rispetto della normativa nella definizione delle tariffe professionali nei lavori pubblici.

Recentemente, l'Ordine dei Geologi della Puglia si è fatto promotore nell'evidenziare l'illegittimità della modifica apportata con la Legge regionale n. 28/2016 sulla composizione delle Commissioni locali per il Paesaggio, con l'obbligo di "includere una figura professionale priva di titolo universitario" nelle commissioni composte da più di tre membri. Insieme con la Federazione Regionale degli Ordini degli Architetti PPC della Puglia, la Consulta Regionale degli Ordini degli Ingegneri della Puglia, la Delegazione Puglia dell'Ordine Nazionale dei Biologi e la Federazione Regionale dei Dottori Agronomi e Dottori Forestali della Puglia, sono stati evidenziati i notevoli profili di criticità, sottoscrivendo il 30 novembre 2016 una segnalazione urgente, che è stata inviata al Ministro dei Beni e delle Attività Culturali, ai Presidenti del Consiglio e della Giunta della Regione Puglia e all'Assessore Regionale alla Qualità del Territorio.

A seguito di ciò, l'assessore regionale competente, Curcuruto, ha già fissato un incontro con gli ordini, manifestando la disponibilità a considerare gli interventi modificativi del testo di legge.

Dopo gli eventi sismici che hanno tristemente interessato il centro Italia, l'Ordine ha posto ancora una volta all'attenzione dell'amministrazione regionale la necessità di istituire una specifica Sezione Geologica Regionale (o altra struttura interarea o Agenzia). Non è più procrastinabile la definizione di una adeguata struttura tecnica ad indirizzo geologico, finalizzata ad opportuni interventi di difesa del territorio, di tutela ambientale e per l'aggiornamento della cartografia geologica.

La Puglia ha bisogno di geologia e i geologi sono a disposizione!

Auguro a tutti un ottimo 2017. Troverete allegato alla rivista il tradizionale calendario, con le foto vincitrici della settima edizione del concorso fotografico "Passeggiando tra i paesaggi geologici della Puglia".

Bari, Dicembre 2016

Salvatore Valletta

IMPATTO DELL'INNALZAMENTO DEL LIVELLO DEL MARE CAUSATO DAI CAMBIAMENTI CLIMATICI SULLE FALDE COSTIERE

Isabella Serena Liso, Costantino Masciopinto

Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Ricerca sulle Acque, Reparto di Chimica e Tecnologia delle Acque,
via Francesco De Blasio, 5, 70132 Bari, Italy
serena.liso@ba.irsa.cnr.it - costantino.masciopinto@ba.irsa.cnr.it

RIASSUNTO

L'innalzamento progressivo del livello del mare causato dai cambiamenti climatici sta compromettendo il deflusso naturale degli acquiferi costieri, peggiorando la qualità e quantità dell'acqua di falda contenuta in essa. In questo studio, ci proponiamo di valutare l'impatto dell'innalzamento locale del livello del mare (Local Sea Level Rise - LSLR) sulla riduzione del deflusso naturale di falda verso il mare, in particolare nell'area delle Murge e nella penisola salentina. A tal fine, sono stati interpolati i dati mareografici raccolti negli anni dal 2000 al 2014, da tre stazioni (Bari, Otranto e Taranto) dislocate lungo il tratto studiato della costa pugliese. L'interpolazione dei dati di innalzamento del mare misurato segue un trend positivo con un tasso di crescita prossimo 8,8 mm/anno. Il tasso si dimezza a 4,4 mm/anno nel caso di Otranto. Questo ha permesso di prevedere l'innalzamento massimo di 2 m del LSL, in un lungo periodo prossimo a 200 anni. Questa previsione d'incremento del LSL combacia con la previsione dell'innalzamento medio globale del livello del mare (GSL) nel 2200, stimato da altri ricercatori, in seguito ai cambiamenti climatici. In particolare tali previsioni considerano la fusione dei ghiacci della Groenlandia e dell'Antartide, l'effetto di espansione termica degli oceani indotto dall'innalzamento termico per l'effetto serra, lo scioglimento di ghiacciai e delle calotte di ghiaccio polari, includendo anche le variazioni dei volumi di acqua immagazzinata nel suolo.

Nel presente lavoro è stata riscritta l'equazione di Ghyben-Herzberg, rappresentativa dell'interfaccia acqua di falda / acqua di mare, per valutare la riduzione del deflusso di falda conseguente all'innalzamento del livello del mare. I parametri utili per il calcolo con Ghyben-Herzberg sono forniti da simulazioni computerizzate del flusso di falda, assumendo condizioni al contorno a "carico controllato" (o Head Controlled System). Il modello digitale di elevazione della costa ricavato con tecnologia LiDAR (www.sit.puglia.it), è stato elaborato in ArcGIS per determinare l'arretramento locale del mare corrispondente a un massimo LSLR di 2 m. I risultati stimano una cospicua riduzione del deflusso naturale di falda che, fino al 2200, raggiunge il 16% della portata attualmente prelevata dalla falda carsica della penisola Salentina per approvvigionamenti potabili.

1. INTRODUZIONE

Recentemente, sono state pubblicate molte ricerche sui cambiamenti climatici, ma la maggior parte di esse focalizza l'attenzione solo sugli effetti prodotti sul territorio dall'innalzamento del livello del mare. L'impatto dei cambiamenti climatici sulla riduzione delle risorse idriche richiederebbe, invece, maggiori approfondimenti soprattutto in relazione agli acquiferi costieri fratturati (Werner *et al.*, 2013). Questi approfondimenti potrebbero essere molto rilevanti per tutte quelle regioni dove le falde rappresentano la prima fonte di approvvigionamento d'acqua. Il problema dell'intrusione marina in acquiferi costieri, infatti, è oggi un problema largamente diffuso nel mondo. Le aree più gravemente colpite dall'intrusione marina includono le coste del Messico (versante Pacifico e Atlantico) (Barlow e Reichard 2010), del Cile e Perù e anche dell'Australia. La situazione è poi particolarmente grave nel bacino del Mar Mediterraneo (specificatamente a Cipro), nella penisola messicana dello Yucatan, nel Medio Oriente (Libano, Israele, etc.) e lungo le coste degli Stati Uniti (SE e W). In Spagna, ad esempio, le zone più colpite dall'intrusione marina sono le coste del Mediterraneo e del Sud-Atlantico, circa il 60% delle falde acquifere costiere regionali spagnole è inquinata dall'acqua salata. L'obiettivo della nostra ricerca è di simulare scenari estesi fino al 2200, sui possibili impatti dei cambiamenti climatici, quindi del LSLR, sulle acque dolci sotterranee della Murgia e del Salento. Le proiezioni partono dall'analisi di misure locali del livello del mare registrate nell'intervallo temporale 2000-2014, da tre stazioni mareografiche, dislocate lungo le coste pugliesi. Le misure sono state utilizzate per estrapolare un trend generalizzato (orario) di LSLR. Successivamente, è stata applicata l'equazione Ghyben-Herzberg al caso studio per ricavare la variazione del deflusso di acqua di falda negli acquiferi della Murgia e del Salento. Questo studio evidenzia, infatti, una riduzione annuale del deflusso di falda, corrispondente all'avanzamento del fronte salino nell'entroterra, dovuto al LSLR, indotto dai cambiamenti climatici. L'avanzamento del fronte salino è stato stimato attraverso l'ausilio di modelli di elevazione digitale del terreno, elaborati in ArcGIS, attraverso l'utilizzo di dati acquisiti con tecnologia LiDAR (Light Detection and Ranging). Le aree costiere caratterizzate da falesie sono state escluse dalla nostra analisi, poiché in questi casi specifici, l'aumentare del livello del mare non produrrebbe spostamenti della

linea di costa nel piano xy orizzontale (entroterra), ma soltanto lungo l'asse z verticale delle altezze.

2. AREA DI STUDIO

2.1 Caratteristiche generali area test

Le Murge e la penisola Salentina hanno attributi che le rendono particolarmente sensibili agli impatti causati dai cambiamenti climatici. In particolare, il clima semiarido, con tasso di piovosità media inferiore ai 600 mm/anno, e

l'eccessivo utilizzo delle risorse sotterranee, rendono tali regioni molto vulnerabili all'impatto del LSLR sulle falde costiere. Le carte di uso del suolo (Fig. 1) evidenziano che l'agricoltura è la principale attività economica pugliese, richiedendo la disponibilità di grandi volumi di acqua di falda. È necessario sottolineare, inoltre, che nella penisola salentina le acque di falda coprono per circa l'80% la richiesta di acqua potabile dei residenti (circa 1 milione). In termini volumetrici, il consumo attuale di acqua

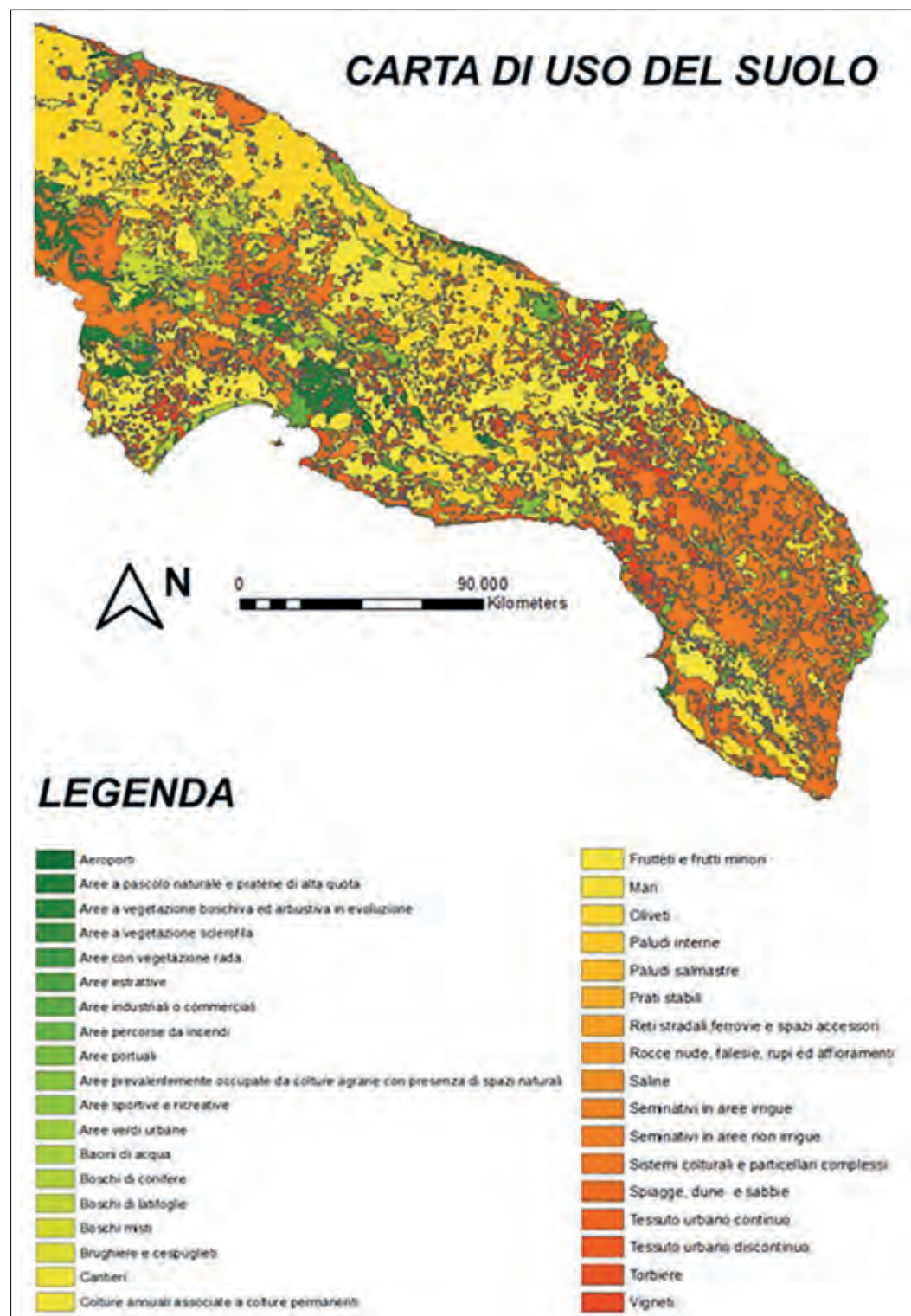


Figura 1 - Carta di uso del suolo nell'area di studio.

dell'intera regione Puglia (Fig. 2) è stimato in circa 2400 Mm³/anno, di cui il 58% (1400 Mm³/anno) utilizzato per scopi agricoli, 18% (430 Mm³/anno) per scopi industriali e il 24% (580 Mm³/anno) per scopi domestici (Regione Puglia, 2014). Ricerche condotte sui cambiamenti climatici nell'area mediterranea, hanno preoccupato gli studiosi; secondo quanto previsto da IMELS (2013), nei prossimi decenni ci saranno seri e gravi impatti sull'intero territorio. Gli impatti negativi dei cambiamenti climatici includono eventi straordinari di aumento delle temperature (soprattutto in estate), aumento della frequenza di precipitazioni estreme e di riduzione del tasso annuo di piovosità. L'impatto dei cambiamenti climatici combinato con lo stress antropogenico delle risorse idriche, ha reso la penisola salentina una delle più vulnerabili aree costiere d'Europa.

2.2 Idrogeologia dell'area studio

La formazioni carbonatiche mesozoiche (Cretaceo: Valangiano-Maastrichtiano) rappresentano le principali strutture idrogeologiche delle Murge e Salento, ospitando le maggiori risorse di acqua di falda della regione (Fig. 3). La permeabilità della falda murgiana e salentina risulta differente, poiché il fenomeno carsico si mostra in fasi più avanzate nella penisola salentina piuttosto che nelle Murge. Le falde in questione scorrono generalmente in pressione, con gradienti piezometrici da 0,1% a 0,5% nelle Murge e da 0,01% a 0,05% nel Salento. Nei pozzi, la profondità dell'interfaccia acqua di falda / acqua di mare sotto la superficie piezometrica varia da un centinaio di metri nell'entroterra, a pochi metri lungo la costa (Maggiore and Pagliarulo, 2003). La protezione degli acquiferi costieri dall'intrusione marina richiede l'implementazione di misure per preservare il bilancio idrogeologico,

come ad esempio le restrizioni sull'uso dell'acqua e lo sviluppo di barriere dinamiche (ricarica artificiale) in prossimità della costa, attraverso iniezione di acqua di recupero (Masciopinto, 2013). La ricarica artificiale della falda rocciosa salentina avviene, in qualche caso, attraverso inghiottitoi che raccolgono le acque di pioggia ed effluenti provenienti da impianti di depurazione comunali (Masciopinto *et al.*, 2008). La penisola salentina non presenta significanti risorse superficiali di acqua, pertanto la falda è storicamente stata la prima fonte di approvvigionamento idrico. In aggiunta, i tassi di ricarica naturale non sono sufficienti a ricaricare adeguatamente gli acquiferi e l'eccessivo sfruttamento della risorsa, con conseguente intrusione marina, è un problema critico in molti luoghi costieri. Ad accentuare il pericolo per la risorsa idrica sotterranea pugliese, ci sono circa 140.000 pozzi privati, spesso non autorizzati (o illegali). La Fig. 4 illustra la salinizzazione degli acquiferi della Murgia e del Salento, dovuta essenzialmente al sovra-sfruttamento della risorsa, con conseguente intrusione marina negli acquiferi costieri; la salinità eccede i 6-7 g/l in molti siti dislocati lungo la fascia costiera. I dati di conducibilità elettrica specifica, sono stati raccolti in 120 pozzi, durante l'inverno del 2009, ad una profondità compresa tra 5 e 10 m al di sotto della superficie piezometrica. Tali dati sono stati poi fittati utilizzando il software Surfer (v. 11, Golden Software Inc., Colorado, USA).

3. METODO

3.1 Misure mareografiche e LSLR

Recenti ricerche riguardanti le previsioni (al 2100 e 2200) dell'innalzamento locale e globale del livello del mare, convergono sull'ipotesi secondo cui il tasso d'innalzamento globale del livello del mare durante il XX

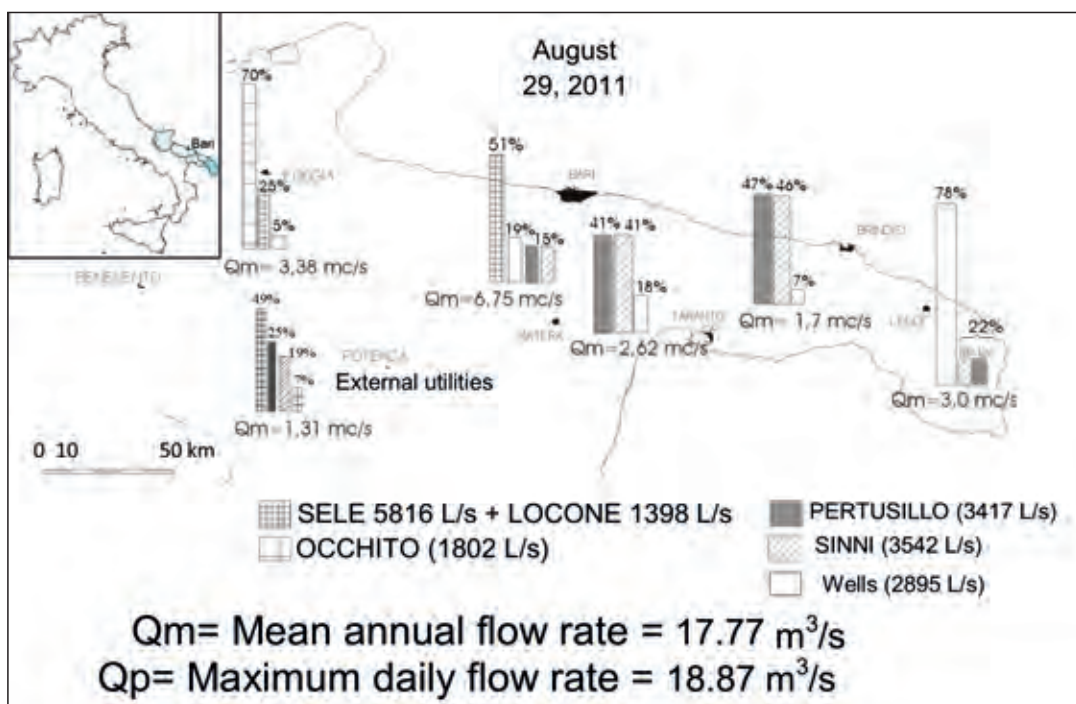


Figura 2 - Distribuzione di acqua potabile in Puglia, Agosto 2011: sorgente SELE; laghi artificiali: Locone, Occhito, Pertusillo e Sinni.

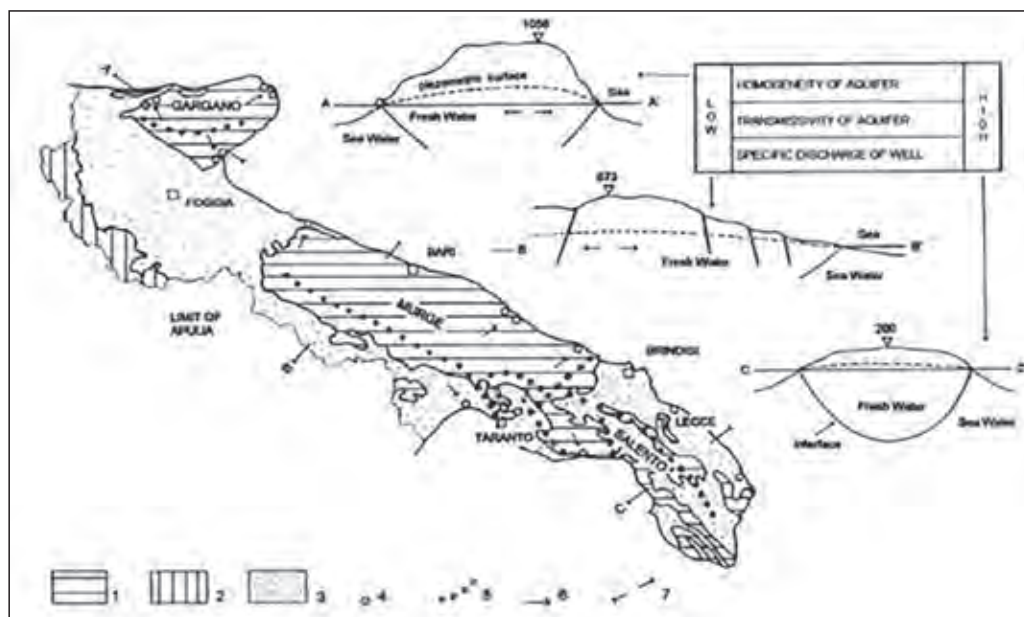
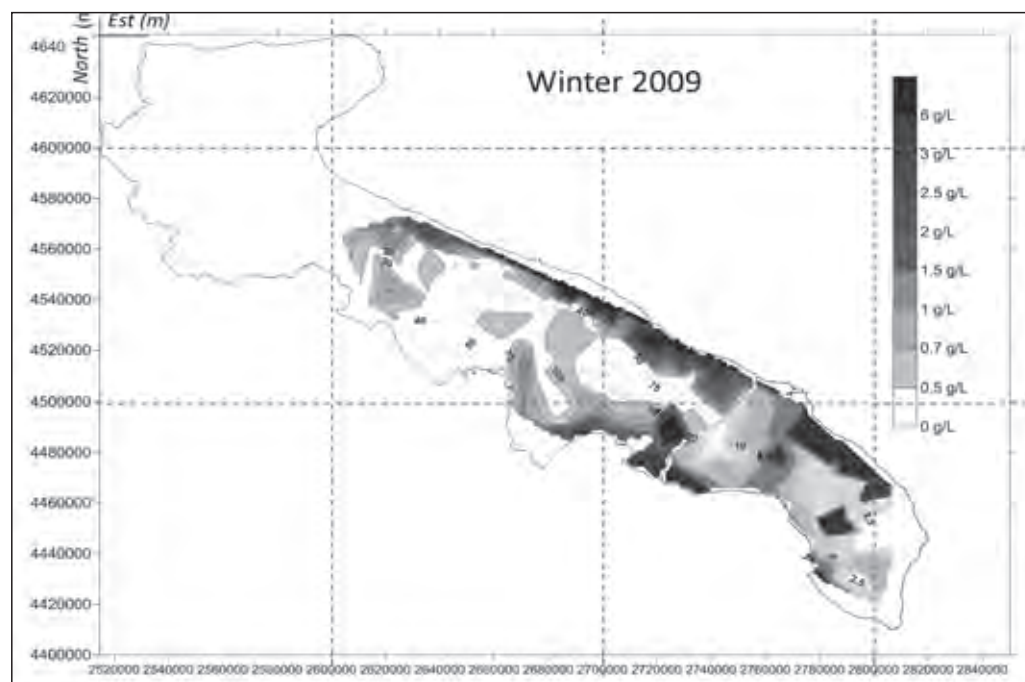


Figura 3 - Schema idrogeologico della Puglia. Legenda. (1) Rocce calcareo-dolomitiche mesozoiche; (2) Unità alloctone della catena appenninica; (3) Sedimenti plio-pleistocenici dell'avanfossa; (4) principali sorgenti costiere; (5) spartiacque idrogeologico; (6) direzione del flusso idrico sotterraneo; (7) traccia della sezione [da Maggiore e Pagliarulo, 2003].

Figura 4 - Mappa della concentrazione salina nelle acque di falda di Murge e Salento, relativa all'inverno 2009 (ultimi dati disponibili del progetto TIZIANO, Regione Puglia). La mappa è stata realizzata utilizzando misure di conducibilità elettrica specifica di campioni d'acqua prelevati in 120 pozzi (a media profondità) e relativi livelli piezometrici.



secolo, è stato approssimativamente compreso tra 1 e 2,5 mm/anno. Per l'area mediterranea, molti ricercatori rilevano trends molto simili. Tuttavia, altri Autori come Klein e Lichter (2009) e Milne *et al.* (2009) hanno riscontrato un trend da 5 a 10 volte superiore rispetto al GSLR prima indicato, elaborando i dati registrati dopo il 1990. In generale l'innalzamento locale del livello del mare può essere diverso da quello medio globale. Questo a causa delle peculiari condizioni di circolazione dell'acqua di mare, dei movimenti isostatici della crosta terrestre e dei cambiamenti nei tassi di accumulo di masse polari e nelle acque continentali (Mitrovica, 2011). La variabilità spaziale del LSLR potrebbe anche dipendere dall'espansione termica locale dell'acqua di mare o da va-

riazioni di salinità (Yin *et al.*, 2009; 2013), dalla disposizione geologica verticale degli strati dovuta alla tettonica, dallo sfruttamento delle risorse di falda (o dei depositi di idrocarburi), dalla consolidazione naturale dei sedimenti (Miller *et al.*, 2013) o, ancora, dalla subsidenza. Tuttavia, secondo Stammer *et al.* (2013), l'attuale variazione locale del livello del mare è principalmente guidata dalla variabilità climatica. In questo studio, attraverso una funzione lineare ottenuta con un best-fit (Microsoft Excel, 2010), sono state interpolate le misure ultrasoniche del livello del mare (dati disponibili sul sito web dell'ISPRA (2014)) collezionate negli anni 2000-2014 in tre stazioni mareografiche di Murgia e Salento. Il livello del mare è stato registrato automaticamente a intervalli di 10 minuti,

partendo dal livello del mare relativo al 1 Gennaio 2000 (baseline). Le misure sono state rimodulate in modo da ottenere una misurazione per ora. Inoltre se, ad esempio, a causa di un malfunzionamento dei dispositivi di misura, all'interno delle serie erano presenti dati mancanti, non sono state eseguite ricostruzioni. Il best-fit, infatti, è risultato comunque affidabile grazie alla enorme quantità di misurazioni disponibili (129.039 per ogni stazione mareografica), nel lungo periodo di 14 anni (Fig. 5) e alla breve durata dei periodi di malfunzionamento. Da una prima analisi, risulta che i trends (linea retta) di LSLR ricavati per le stazioni mareografiche di Bari e Taranto mostrano lo stesso tasso d'incremento pari a 10^{-4} cm/ora (o 8.67 mm/anno); mentre, il trend del LSLR ricavato dalla stazione mareografica di Otranto, risulta dimezzato, ovvero prossimo a 0.5×10^{-4} cm/ora (o 4.38 mm/anno). Il tasso di risalita globale del livello del mare (GSLR) prende in considerazione lo scioglimento dei ghiacci della Groenlandia (20 %) e dell'Antartide (10 %), l'espansione termica degli oceani (40 %), scioglimento di ghiacciai e calotte di ghiaccio (25 %), la riduzione dell'acqua immagazzinata nel sottosuolo (5 %). I trends riscontrati nelle stazioni di Bari e Taranto concordano perfettamente con le previsioni del GSLR per il 2100 contenute nel "Fifth Assessment Report" (IPCC AR5 WG1, 2013) per lo scenario definito dalla "representative pathway 8.5" che considera il 90% di probabilità che si realizzi sotto livelli costanti di emissione industriali di gas serra in atmosfera (e senza misure per la riduzione di emissioni) (or "business-as-usual") fino alla fine del 2100, con una radiazione solare massima $> 8.5 \text{ W/m}^2$ dal 2100 (Moss *et al.*, 2010; IPCC AR5 WG1, 2013). I trends di LSLR di Bari e Taranto combaciano anche con le stime di Klein e Lichter (2009) per l'area mediterranea, elaborate per i decenni successivi al 1990, e con quelle di Kopp *et al.* (2014) (vedi Fig. 5d).

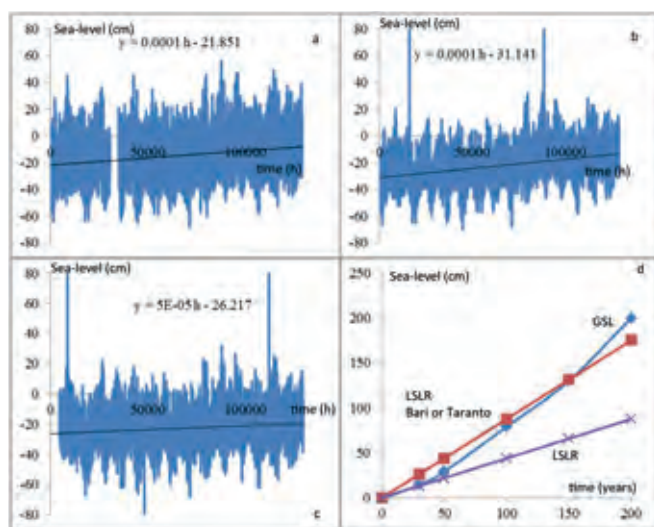


Figura 5 - Trend di LSLR estrapolato da un best-fit di misure del livello del mare, registrate nelle stazioni mareografiche di (a) Bari, (b) Taranto e (c) Otranto dal 2000 al 2014 e (d) confronto tra i trends di LSLR con quello di GSLR (innalzamento globale del livello del mare) fornito dagli studi di Kopp *et al.* (2014).

1.2 Spostamento della linea di costa e mappa di salinità

Il tasso di avanzamento del fronte salino in acquiferi costieri dipende dalla peculiare morfologia della costa. L'innalzamento massimo locale del livello del mare, secondo le nostre previsioni, raggiungerà i 2 m nel 2200. Tale stima si differenzia notevolmente dalle ipotesi catastrofiche di Andrew Thaler (2013), che mostra come apparirebbe il Vaticano e Piazza San Pietro a Roma (Italia) dopo un aumento del livello del mare di 20, 30 e 45 m. Tuttavia, il trend di LSLR di 8,8 mm/anno e la conseguente intrusione marina produce un impatto non trascurabile se confrontato con la riduzione della risorsa causato dal sovra-sfruttamento delle acque sotterranee (Polemio *et al.*, 2012), e sicuramente non può essere ignorato nelle previsioni di bilancio delle risorse idriche sotterranee. In precedenti studi condotti in Salento, in particolar modo sull'area di Ostuni (Masciopinto e Palmiotta, 2013), è stato riscontrato che un'interruzione istantanea della ricarica artificiale della falda con una portata di 62 l/s ha causato un avanzamento medio del fronte salino di circa 220 m, portando a un aumento importante (da 2 a 6 volte) della salinità delle acque sotterranee, anche in pozzi distanti 1,5 km dalla linea di costa. Dati altimetrici digitali regionali (<http://www.sit.puglia.it>), ottenuti con tecnologia LiDAR (Light Detection and Ranging), sono stati elaborati in ArcGIS (<http://www.esri.com/software/arcgis>), per ricavare modelli di elevazione digitale della costa. Attraverso tali elaborazioni è stato possibile determinare l'estensione dell'avanzamento del fronte salino, corrispondente all'innalzamento massimo del mare di 2 m; per il Mare Adriatico e il Mare Ionio l'avanzamento

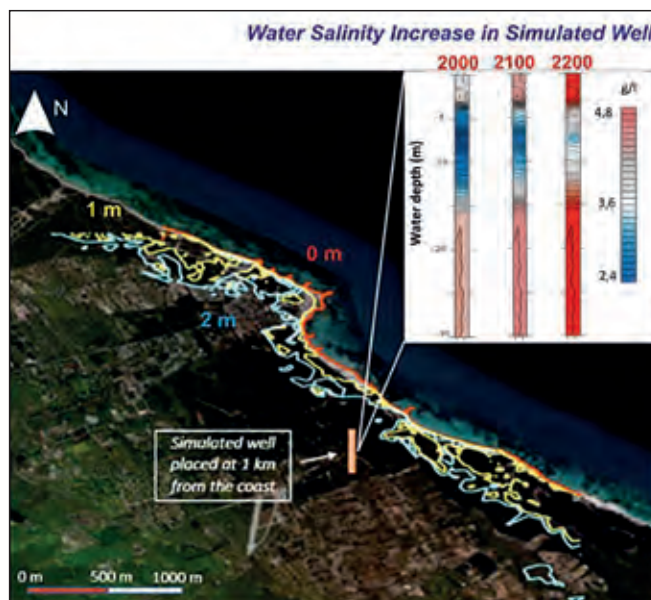


Figura 6 - Posizione della linea di costa (o avanzamento del fronte salino) nel 2100 in gialle e nel 2200 in blu, confrontata con la posizione attuale in rosso, nella penisola salentina (Italia). La morfologia della costa è stata esaminata utilizzando elaborazioni di dati LiDAR in ArcGIS. In alto: previsioni sulla progressione nel tempo della salinità in falda dovuta al LSLR.

è inferiore a 220 m (in media); per la penisola salentina, esso ricade in un range che va da 43 ± 30 m a 781 ± 400 m, in funzione della morfologia della costa; tali numeri risultano inferiori alle stime, elaborate da altri autori (Romanazzi *et al.*, 2014) per la costa ionica, ovvero 700-1200 m. La Fig. 6 mostra l'arretramento progressivo della linea di costa nel 2100 (giallo) (LSLR di 1 m) e nel 2200 (LSLR di 2 m) (blu), rispetto alla posizione attuale in rosso. La Fig. 6b presenta mappe di salinità nel tempo relative ad un pozzo simulato e posto ad 1 km di distanza dalla linea di costa attuale. Per ricavare la salinità del pozzo simulato, sono state interpolate misure reali di salinità della falda carsica, raccolte in 25 pozzi ad una profondità di 1-1.5 m dal livello statico, contro i corrispondenti valori della distanza degli stessi pozzi dal fronte salino, definito dall'interfaccia di Ghyben-Herzberg. La curva di best-fit (coefficiente di correlazione 0.92) ha fornito i valori delle costanti $C_{s0} = 1.54$ g/L, $A_s = 12.02$ g/L e $D_s = 592.65$ m della seguente espressione:

$$C_{salt} = C_{s0} + A_s \left[\exp\left(-\frac{d}{D_s}\right) \right] \quad (1)$$

I valori di salinità del pozzo C_{salt} e le relative mappe (Fig. 6b) sono state ricavate attraverso l'utilizzo del software TableCurve2D (<http://www.sigmaplot.com>), sostituendo, all'interno dell'Eq. (1), la distanza del pozzo dal fronte salino calcolata con ArcGIS nel 2000, 2100 e nel 2200. È necessario sottolineare che il fronte salino definisce la posizione, rispetto alla linea di costa, dove l'acqua di falda lascia spazio all'acqua salata. Nell'Eq. (1) la salinità di falda C_{salt} è funzione delle costanti di best-fit

ed è legata al valore della distanza d da proporzionalità diretta, oltre che alla profondità dal livello statico.

Ogni mappa corrisponde, quindi, a una ben determinata distanza del pozzo dall'interfaccia acqua di falda / acqua di mare di 1000 m, 850 m e 700 m (corrispondenti rispettivamente agli anni 2000, 2100 e 2200), che si riduce sempre più man mano che il livello del mare si innalza e la costa arretra.

1.3 La formula Ghyben-Herzberg

Werner and Simmons (2009) suggeriscono che la riduzione del deflusso di falda, come conseguenza diretta del LSLR, è fortemente influenzata dalle condizioni al contorno dell'entroterra. Gli stessi autori considerano essenzialmente due modelli concettuali per lo studio dell'impatto del LSLR sugli acquiferi costieri: (1) Flux Controlled System *FCS*, nel quale il deflusso di falda rimane costante nonostante il LSLR; (2) Head Controlled System *HCS*, il carico piezometrico dell'acquifero viene mantenuto costante da particolari condizioni al contorno dell'entroterra (es. pompaggio di acqua di falda o caratteristiche morfologiche e geologiche superficiali), nonostante il LSLR (Fig. 7). Lu *et al.* (2015) suggeriscono un terzo approccio, relazionando il deflusso di falda al carico piezometrico più interno o più lontano dalla costa (condizioni al contorno). Così come notato da Carretero *et al.* (2013), è molto probabile che il modello concettuale che meglio rappresenta il nostro dominio di calcolo, sia ascrivibile alla condizione (2), ovvero *HCS*. Tale considerazione parte dalla conoscenza di alcune caratteristiche peculiari della area test, ovvero l'alta conducibilità

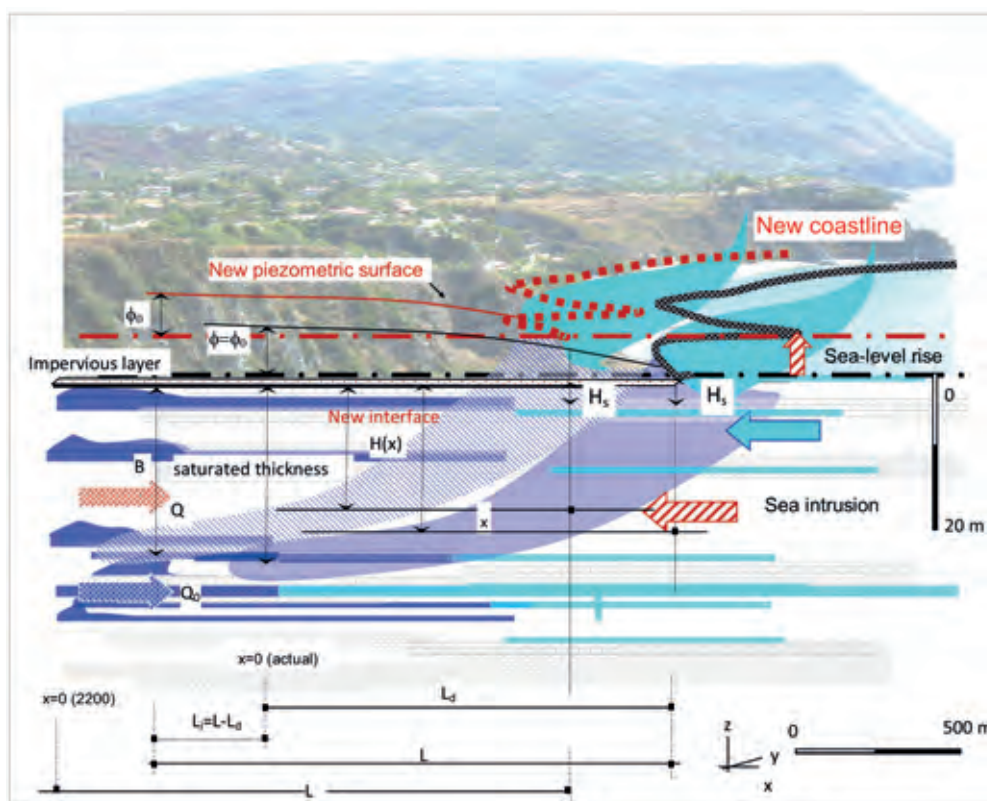


Figura 7 - Innalzamento locale del livello del mare e corrispondente avanzamento della linea di costa (linea tratteggiata), con conseguente alterazione della posizione dell'interfaccia acqua di falda / acqua di mare (50%).

idraulica (compresa tra 60 e 700 m/giorno) delle rocce fratturate che compongono la falda carbonatica pugliese, la bassa elevazione della costa, la generale incapacità della superficie piezometrica di falda di spostarsi verticalmente (acquifero confinato) e il modesto valore del LSLR rispetto allo spessore saturo della falda (in prossimo a 30 m). Questo significa che esiste una distanza dalla linea di costa, generalmente >1 km, dove il carico piezometrico Φ_0 [L] e la profondità del cuneo dell'interfaccia Ghyben-Herzberg B [L], rimangono costanti nonostante il livello del mare aumenti fino a 2 m. In accordo con Werner and Simmons (2009), sotto condizioni di HCS, l'innalzamento del livello del mare comporta la riduzione del deflusso di falda verso il mare.

Per il teorema di Bernoulli, inoltre, una condizione "head controlled" significa che l'altezza di pressione (i.e. pressione/peso specifico) dell'acqua di falda (calcolata in z), al di sopra del livello del mare ($z = 0$), in corrispondenza della sezione $x=0$, rimane costante poiché la superficie piezometrica si innalza seguendo il livello del mare (shift dell'asse x , dove è $\Phi = 0$). In aggiunta, a causa dell'espansione del fronte salino nell'entroterra, dovuta al LSLR, l'origine dell'asse x ($= 0$) (o l'asse y) shifta anche verso l'interno, seguendo lo spostamento dell'acqua salata. Ne consegue che l'aumento della distanza (i.e. da L_d ad L in Fig. 7) del cuneo d'intrusione dalla nuova linea di costa produce una diminuzione del gradiente idraulico del flusso di falda.

In questo lavoro, assumiamo che la diminuzione del deflusso di falda verso il mare sia dovuta esclusivamente a questa riduzione del gradiente piezometrico. Infatti, un'eventuale riduzione della sezione di deflusso (nel piano y - z , $H(x) \times 1$) (v. Fig. 7) è stata considerata trascurabile rispetto alla variazione di gradiente piezometrico, soprattutto in quelle aree caratterizzate da una morfologia costiera pianeggiante, che consente l'arretramento della costa in seguito all'innalzamento del livello del mare. In aree caratterizzate da alte scogliere, invece, la riduzione del deflusso di falda può essere considerata trascurabile, a causa dell'impossibilità del fronte salino di espandersi nell'entroterra come conseguenza diretta del LSLR. Studi accurati sul flusso di acqua di falda, sia al di sopra che al di sotto dell'interfaccia, possono essere condotti considerando il potenziale di Strack (1976) Φ^s [L^2] (Bear, 1979; p. 400–406), condizione che soddisfa l'equazione di Laplace. L'intrusione marina in acquiferi costieri, infatti, influenza il carico piezometrico dell'acqua di falda (e la sua densità) per mezzo dell'aumento della salinità. Morgan *et al.* (2012) hanno suggerito una correzione dei valori di carico piezometrico monitorati in acqua di falda in prossimità della linea di costa. Negli acquiferi costieri caratterizzati da strati di confinamento (strati impermeabili) coincidenti con il livello dell'acqua di mare, la correzione è pari a $1 + 1/2\delta_{\gamma}$, dove $\delta_{\gamma} = \gamma_f / (\gamma_s - \gamma_f)$ rappresenta il rapporto fra il peso specifico dell'acqua di falda e la differenza dello stesso rispetto all'acqua di mare.

Con le assunzioni precedenti, ovvero HCS e correzio-

ne per il carico piezometrico, gli acquiferi di Murgia e Salento sono stati idealizzati in un modello stratificato, ovvero confinato (Kazemi and Gilman, 1993; p. 272), composto da una serie di fratture orizzontali parallele in rocce con matrice impermeabile. Questa idealizzazione è stata confermata da test di tracciamento con ioduro e rodamina condotti negli stessi acquiferi sotto gradiente naturale o indotto dal pompaggio (Masciopinto *et al.*, 2008; Troisi *et al.*, 1985). Ogni frattura è caratterizzata da un'apertura variabile spazialmente, con valori medi dedotti dalla trasmissività idraulica stimata con test di pompaggio nei pozzi (Masciopinto *et al.*, 2005 e 2006). In ogni frattura, la posizione dell'interfaccia 50% acqua di falda / acqua di mare, può essere determinata esaminando l'equilibrio idrostatico delle pressioni, basato sulla teoria Ghyben-Herzberg (v. Fig. 7). Una ulteriore assunzione riguarda la direzione di scorrimento dell'acqua all'interno delle fratture; essa è stata assunta esclusivamente orizzontale, nel piano x - y (Bear and Verruijt, 1987; p. 196–206; Bear, 1979; p. 395). Nel modello concettuale proposto, si assume, inoltre, che tutte le fratture abbiano un'interconnessione verticale e una stessa apertura media $2b_i$ [L]. La soluzione analitica per determinare la posizione dell'interfaccia (i.e. flusso stazionario), può essere ricavata utilizzando l'equazione di Laplace (i.e. di continuità) nel piano verticale x - z , che l'acqua di falda deve attraversare, scorrendo verso il mare. Il deflusso di falda per unità di lunghezza di costa Q_0 [$L^3/t/L$] è stato ricavato partendo dalla soluzione dell'equazione del flusso di Navier-Stokes, per una singola frattura con pareti lisce e parallele e ottenendo

$$Q(x) = -\frac{b_i^2 \gamma_f}{3 \mu_f} n H(x) \frac{\partial \phi(x)}{\partial x} = \text{const} = Q_0 \quad (2)$$

dove x [L] è la coordinata calcolata con l'asse positivo verso il mare; γ/μ_f ($= 10^7 \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ a 20°C) è il rapporto fra peso specifico e viscosità dell'acqua di falda; $\phi(x)$ [L] è il carico piezometrico dell'acqua di falda in direzione x ; $H(x)$ [L] è lo spessore saturo di acqua di falda e n [-] è la porosità effettiva dell'acquifero, che definisce l'effettiva dimensione della sezione trasversale ($= n \times H \times 1 \text{ m}$) del flusso di acqua di falda. Combinando l'Eq. (2) con la formula di Darcy, possiamo definire la conducibilità idraulica K [L/t] dell'acquifero come

$$K = \frac{b_i^2 \gamma_f}{3 \mu_f} n \quad (3)$$

In tale formula, n definisce la distribuzione degli spazi vuoti per unità volumetrica (porosità effettiva) di acquifero fratturato e, in particolare, nella sezione dove è $x = 0$, esso può essere calcolato come

$$n = \frac{\sum_{i=1}^{N_f} 2b_i}{B} \quad (4)$$

dove $\sum 2b_i$ [L] è la sommatoria del valore di tutte le aperture appartenenti all'insieme delle fratture presenti nella colonna di acquifero, con area orizzontale unitaria (1×1

m²); B [L] spessore dell'acquifero e N_i numero totale di fratture parallele. Poiché le l'apertura media delle fratture è stata assunta costante 2b_m [L], segue che, in media, il deflusso di falda Q₀, sarà

$$Q_0 = N_f Q_i = \frac{\sum_{i=1}^{N_i} b_i}{b_m} Q_i \quad (5)$$

dove Q_i [L³/t/L] è la portata di flusso per ogni singola frattura, appartenente al set di fratture parallele, per unità di larghezza di costa.

Seguendo la formula Ghyben-Herzberg, è anche possibile esprimere il valore del carico piezometrico in funzione dello spessore di acqua di falda H in ogni sezione trasversale di deflusso, alla distanza generica x, (per 0 ≤ x ≤ L), dove L è la distanza tra la sezione di deflusso e la punta dell'interfaccia Ghyben-Herzberg

$$H(x) = \phi \frac{\gamma_f}{\gamma_s - \gamma_f} = \delta_\gamma \phi \quad (6)$$

dove δ_γ [-] per il Mar Mediterraneo è generalmente compreso tra 30 e 40. Così l'Eq. (2) può essere riscritta come

$$Q_0 \times \partial x = -K \frac{H(x)}{\delta_\gamma} \partial H(x) \quad (7)$$

L'Eq. (7) è un'equazione differenziale del primo ordine in x e H, che può essere facilmente integrata tra le sezioni: i) x=0 con H=B e ii) generica sezione trasversale x con H=H(x), ottenendo

$$Q_0 \times x = K \frac{(B^2 - H(x)^2)}{2\delta_\gamma} \quad (8)$$

(∂H < 0, per ∂x > 0). Lungo la sezione trasversale di deflusso x = L, possiamo fissare H(L) = H_s quando è Φ(L)=0

$$Q_0 \times L = K \frac{B^2 - H_s^2}{2\delta_\gamma} = n \frac{b_i^2 \gamma_f}{3 \mu_f} \frac{(\delta_\gamma \phi_0)^2 - H_s^2}{2\delta_\gamma} \quad (9)$$

dove L [L] è la distanza minima tra la sezione x = 0 dove il carico è Φ₀ e la linea di costa, necessaria perché non ci sia intrusione marina e H_s [L] rappresenta lo spessore di acqua di falda in corrispondenza della sezione di deflusso x = L. Nell'Eq. (9) Φ₀ è stato modificato utilizzando il fattore di correzione (1+1/2 δ_γ), proposto da Morgan *et al.* (2012). È necessario sottolineare che l'origine (x = 0), per il calcolo della distanza L, non è coincidente con la linea di costa ma è definito dalla posizione dove è Φ = Φ₀ (o H(0)=B). Imponendo che nella sezione di efflusso a mare sia H_s = 0 (i.e. assunzione di Dupuit), si giunge alla nota equazione (Bear 1979; p. 395) per il calcolo, in acquiferi confinati, della distanza del cuneo di intrusione dalla costa.

In questo studio, L_d [L] è definita come la distanza attuale esistente tra l'origine, dove H(0) = B (e Φ = Φ₀), e l'attuale linea di costa. Tale valore è stato fornito dai risultati del modello di flusso di falda, dopo che tutte le condizioni al contorno (carico piezometrico e portata dei pozzi sotto pompaggio) sono state fissate. Conseguente-

mente, confrontando il valore di L, come calcolato tramite l'Eq. (9), con L_d, ricavata tramite il modello, possiamo scrivere: i) per L_d < L, emergenza di acqua di falda nell'entroterra, cioè presenza d'intrusione marina pari a L_i=L-L_d; ii) per L_d = L, emergenza di acqua di falda in corrispondenza della linea di costa, ovvero assenza di intrusione marina; iii) L_d > L, emergenza di falda in mare aperto al di sotto del livello del mare, i.e. presenza di sorgenti sottomarine.

Considerando questo assetto concettuale e partendo dall'ipotesi che attualmente non ci sia intrusione marina, si è ipotizzato che l'avanzamento del fronte salino dovuto al LSLR, farà aumentare l'attuale distanza L_d necessaria per non avere intrusione marina, di una quantità pari ad L_i, ricavata tramite i modelli di elevazione digitale del suolo elaborati in ArcGIS. Nel 2200, quindi, la distanza necessaria per evitare intrusione marina, in conseguenza di un LSLR di 2m, sarà pari a L = L_i + L_d (v. Fig. 7). Questo significa che, a causa del LSLR, la distanza, definita dall'Eq. (9) al 2200, tra la linea di costa (linea rossa tratteggiata) e la sezione verticale di acquifero dove Φ = Φ₀, sarà maggiore della minima distanza attuale richiesta dall'Eq. (9) per scongiurare l'intrusione marina, assunta uguale ad L_d.

Invertendo l'Eq. (9), è possibile valutare anche la riduzione del deflusso di falda (durante il 2200) per unità di lunghezza di costa, ΔQ [L³/t/L], dovuta all'avanzamento del mare pari a L_i=L-L_d (vedi Appendice A).

$$\Delta Q = Q_0 - K \frac{B^2 - H_s^2}{2\delta_\gamma (L_i + L_d)} \quad (10)$$

Si noti che nell'Eq. (10) L_i ed L_d sono due valori separati; L_i può essere determinato attraverso l'analisi di modelli digitali di elevazione e morfologia della costa (Fig. 6), elaborando i DEM in ArcGIS e considerando l'innalzamento del mare massimo di 2 m; L_d, invece, deriva da simulazioni di flusso di falda, assumendo l'attuale (nel 2000) assenza d'intrusione marina.

Risultati

I risultati della simulazione del flusso, ricavati partendo da specifici modelli di falda fratturata (Masciopinto e Palmiotta, 2013; Masciopinto *et al.*, 2008), sono stati utili nell'applicazione dell'Eq. (10) agli acquiferi della Murgia e della penisola salentina (Tab_1). I risultati ottenuti sono stati utilizzati per stimare L_d, fissando Φ₀=0.5 m. Lungo la costa di Bari, i risultati della simulazione di flusso forniscono una distanza L_d = 1400 m (in media). Assumendo, inoltre, K=0.0037 m/s (o 320 m/giorno) e B=15 m (corretto a 15.25 m per δ_γ=30), l'Eq. (10) restituisce un valore ΔQ=1.79 x 10⁻⁶ m³/s/m, dal momento che è stato calcolato un L_i = 300 m, in conseguenza di un LSLR di 2 m. Inoltre, poiché la lunghezza totale di costa interessata dalla falda del territorio di Bari è di circa 53 km (sono state escluse dal conteggio le aree caratterizzate da alte scogliere), la riduzione del deflusso di falda che si potrebbe registrare in media entro il 2200 è di 3.03

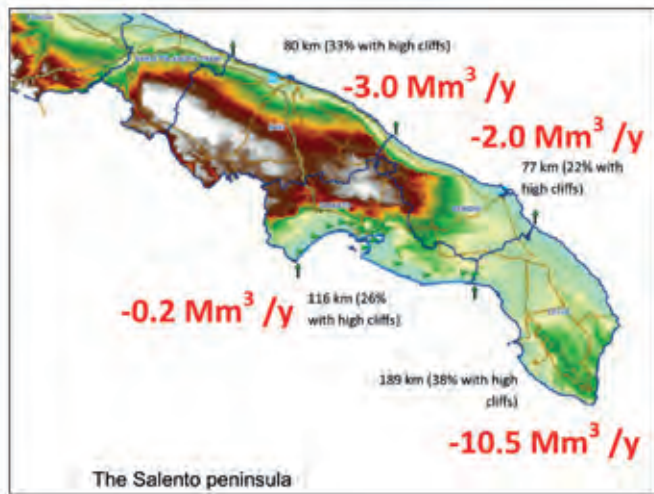


Figura 8 - Riduzione del deflusso di falda nella penisola salentina durante il 2200, conseguente alla previsione di LSLR di 2 m (il sovra-sfruttamento della risorsa non è stato considerato nel calcolo della riduzione del deflusso di falda).

Mm^3/anno , equivalenti all'11.9% (o 96 l/s) della portata di acqua di falda (813 l/s) attualmente estratta per fini potabili (Fig. 8).

La stessa stima è stata effettuata per l'acquifero costiero di Brindisi dove $L_d = 1250$ m, $K = 0.0037$ m/s (o 320 m/giorno) e $B = 15$ m. L'avanzamento del fronte salino nel 2200, calcolato per l'intera lunghezza di costa brindisina (60 Km) è in media pari a $L_i = 125$ m. L'applicazione dell'Eq. (10) fornisce una riduzione di deflusso di falda di $2.0 \text{ Mm}^3/\text{anno}$, i.e. 2.5% (o 60 l/s) degli attuali prelievi (2500 l/s) da falda per usi potabili.

Allo stesso modo sono stati effettuati anche i calcoli per la provincia di Lecce. La lunghezza totale di costa è 126.6 Km, $K = 0.008$ m/s (o 691 m/giorno), $B = 20$ m (corretto a 20.33 m per $\delta_v = 30$), $L_d = 2800$ m ed $L_i = 480$ m. L'Eq. (10) restituisce una riduzione del deflusso di falda pari a circa $10.5 \text{ Mm}^3/\text{anno}$, i.e. 13.6% (o 334 l/s) degli attuali volumi prelevati dalla falda per scopi potabili. Infine, nella provincia di Taranto, si contano circa 85.8 Km di costa caratterizzata da assenza di alte scogliere, $K = 0.0008$ m/s (o 69 m/giorno), $B = 15$ m, $L_d = 2500$ m e $L_i = 190$ m, in media. L'Eq. (10) fornisce una riduzione di deflusso di falda pari a $0.2 \text{ Mm}^3/\text{anno}$, i.e. 0.9% dell'attuale volume prelevato a scopi potabili.

Stime più specifiche possono essere condotte applicando l'Eq. (10) alla scala di campo, considerando, quindi, il valore specifico di carico piezometrico, apertura delle fratture e morfologia della costa. In tal modo può essere ottenuta una stima più dettagliata della riduzione del deflusso di falda, dovuta al LSLR.

3. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

In questo lavoro è stata presentata una nuova formula, utile per una rapida valutazione dell'impatto dell'innalzamento del livello del mare, causato dai cambiamenti climatici, sulla riduzione del deflusso di falda in acquiferi costieri fratturati. Tale valutazione non include la riduzione della disponibilità idrica causata dalla degradazione della qualità della risorsa (aumento salinità) dovuta all'intrusione marina e dall'eccessivo sfruttamento della stessa. Il metodo proposto può essere applicato ad ogni acquifero costiero (alla scala regionale e di campo), esclusivamente in aree caratterizzate da assenza di alte scogliere.

Misurazioni ultrasoniche del livello del mare, collezionate durante l'intervallo di tempo 2000-2014, in tre stazioni mareografiche dislocate lungo la costa della penisola salentina, sono state fittate utilizzando Microsoft Excel (2010). Il *best-fit* delle misure ha fornito lo stesso trend lineare di LSLR per Bari e Taranto, pari a 10^{-4} cm/ora, equivalente a 8.76 mm/anno; mentre il tasso registrato a Otranto risulta dimezzato a circa 0.5×10^{-4} cm/ora, equivalente a 4.38 mm/anno. I trend di Bari e Taranto si accordano perfettamente con le proiezioni di risalita globale del livello del mare (GSLR) definite da Kopp *et al.* (2014). È importante sottolineare che le proiezioni di GSLR prendono in considerazione lo scioglimento dei ghiacci della Groenlandia (20%) e Antartide (10%), l'espansione termica degli oceani (40%), lo scioglimento delle calotte polari e ghiacciai (25%) e la riduzione dell'acqua immagazzinata nel sottosuolo (5%). La proiezione di LSLR per la costa di Bari e Taranto si accorda anche con i risultati riguardanti il bacino mediterraneo, elaborati nel 1990 da Klein e Lichter (2009), e con le proiezioni di risalita del livello del mare elaborate da IPCC (2013) all'interno del "Fifth Assessment Report". La teoria Ghyben-Herzberg è stata utilizzata per determinare la riduzione del deflusso di falda per unità di lunghezza di costa, in conseguenza dell'avanzamento del fronte salino nell'entroterra, come diretta conseguenza di un LSLR di

	B (m)	K (m/s)	Lunghezza di Costa (m)	L_i^a (m)	L_d^b (m)	$L_i + L_d$ (m)	Q_0 ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$)	ΔQ ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$)	Riduzione di portata (Milioni m^3/anno)
Murgia									
Bari	15	$3.7 \cdot 10^{-3}$	53,600	300	1400	1700	$1.1 \cdot 10^{-5}$	$1.8 \cdot 10^{-6}$	3,03
Taranto	15	$8 \cdot 10^{-4}$	85,840	190	2500	2690	$1.2 \cdot 10^{-6}$	$8.4 \cdot 10^{-8}$	0,23
Salento									
Brindisi	15	$3.7 \cdot 10^{-3}$	60,060	125	1250	1375	$1.1 \cdot 10^{-5}$	$1.0 \cdot 10^{-6}$	2,03
Lecce	20	$8 \cdot 10^{-3}$	126,630	480	2800	3280	$1.9 \cdot 10^{-6}$	$2.8 \cdot 10^{-6}$	10,5

^avalori ottenuti tramite elaborazione di DEM in ArcGIS, considerando un LSLR di 2 m
^bvalori ottenuti dalle simulazioni di flusso di falda

Tabella 1 - Massima riduzione della portata di falda nel XXII secolo, causata dal LSLR stimata per gli acquiferi costieri e fratturati di Bari, Brindisi e Lecce.

2m. Nella penisola salentina, l'avanzamento del fronte salino è stato stimato in un range di 300 - 480m (in media) entro il 2200. Questo tasso, stimato attraverso l'applicazione di *tool* specifici di ArcGIS ai DEM della penisola, è dipendente da fattori prettamente locali come l'elevazione e, in generale, la geomorfologia della costa.

Il LSLR stimato per la penisola salentina (ovvero per le province di Bari, Lecce e Taranto), produrrà una riduzione totale del deflusso di falda, entro il 2200, pari al 16.1% (o 394 l/s) dell'attuale portata di falda prelavata a scopi potabili. Questa riduzione è esclusivamente causata all'estensivo impatto del LSLR sulla falda e sul paesaggio costiero della penisola salentina, vale a dire su lunghi tratti di costa a morfologia pianeggiante.

RINGRAZIAMENTI

I dati sono disponibili sul sito dell'ISPRA. Questa ricerca è stata supportata dall'EU, concessa per il WP4 del progetto DrinkAdria IPA ADRIATIC CBC (1°str/0004) 2013/2016.

APPENDICE A

Il deflusso di acqua di falda Q_0 , quando l'intrusione marina è assente (i.e. $L_d=L$), esso può essere determinato tramite l'Eq. (9) come

$$Q_0 = K \frac{B^2 - H_s^2}{2\delta_y L_d} \quad (A1)$$

Definendo, invece, Q_1 [L^2/t] come il deflusso di falda in presenza d'intrusione marina (i.e. $L_d < L$), esso può essere calcolato come

$$L - L_d = K \frac{B^2 - H_s^2}{2\delta_y Q_1} - L_d > 0 \rightarrow Q_1 = K \frac{B^2 - H_s^2}{2\delta_y [(L - L_d) + L_d]} \quad (A2)$$

e la riduzione di deflusso di falda (per unità di lunghezza di costa) può essere definita come

$$\Delta Q = Q_0 - Q_1 = Q_0 - K \frac{B^2 - H_s^2}{2\delta_y (L_i + L_d)} \quad (A3)$$

che quale corrisponde ad un avanzamento del fronte salino pari a $L_i = L - L_d$.

Inoltre, per acquiferi fratturati, sostituendo nella precedente (Eq. A3), l'espressione della conducibilità idraulica K (Eq. 3), si ottiene

$$\Delta Q = Q_0 - n \frac{b_i^2 \gamma_f}{3 \mu_f} \frac{B^2 - H_s^2}{2\delta_y (L_i + L_d)} \quad (A4)$$

BIBLIOGRAFIA

ARC GIS SOFTWARE, <http://www.esri.com/software/arcgis>

BARLOW P. M., REICHARD E. G. (2010) - *Saltwater intrusion in coastal regions of North America*. Hydrogeology Journal, 18, 247-260. doi: 10.1007/s10040-009-0514-3.

BEAR J., VERRUIJT A. (1987). *Modeling Groundwater Flow and Pollution*. D. Riedell Publishing, Dordrecht, Holland, 196-206.

BEAR J. (1979) - *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill, New York, 1979.

CARRETERO S., RAPAGLIA J., BOKUNIEWICZ H., KRUSE E. (2013) - *Impact of sea-level rise on salt-water intrusion length into the coastal aquifer*. Partido de La Costa, Argentina. Continental Shelf Research, 62-70.

IMELS (2013) - Italian Ministry for the Environment, Land and Sea, Sixth National Communication under the UN Framework Convention on Climate Change. Rome: IMELS.

IPCC (2013) - Intergovernmental Panel on Climate Change. Summary for policy makers, in Climate Change 2013: The Physical Science Basis, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. Midgley, pp. 3-29, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.

IPCC AR5 WG1 (2013) - Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group 1 (WG1) Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 5th Assessment Report (AR5). Stocker, T.F., et al., ed., Cambridge University Press. https://web.archive.org/web/20140716042158/http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/#.UkLO_NKTx8E (Accessed Nov. 29, 2014).

ISPRA (2014). Istituto Superiore per la Protezione Ambientale, <http://www.mareografico.it/?syslng=ita&sysmen=-1&sysind=-1&sysub=-1&sysfnt=0&code=STAZ&idst=14> (Accessed: Oct 31, 2014).

KAZEMI H., GILMAN J. R. (1993) - *Multiphase flow in fractured petroleum reservoirs*. In: Bear J., Tsang Chin-Fu and De Marsily, G. *Flow and contaminant transport in fractured rock*. Academic Press, Inc. London, 6-19, 270-272.

KLEIN M., LICHTER M. (2009). *Statistical analysis of recent Mediterranean Sea-level data*. Geomorphology, 107, 3-9.

KOPP R. E., HORTON R. M., LITTLE C. M., MITROVICA J. X., OPPENHEIMER M., RASMUSSEN D. J., STRAUSS B. H., TEBALDI C. (2014) - *Probabilistic 21st and 22nd -entury sea-level projections at a global network of tide-gauge sites*. Earth's Future, 2, 383-406, doi: 10.1002/2014EF000239.

LU C., XIN P., LI L., LUO J. (2015) - *Seawater intrusion in response to sea-level rise in a coastal aquifer with a general-head inland boundary*. Journal of Hydrology, 522, 135-140, doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.12.053.

MAGGIORE M., PAGLIARULO P. (2003) - *Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia*. Geologi e Territorio, Supplemento al n. 1/2004.

MASCIOPINTO C. (2013) - *Management of aquifer recharge in Lebanon by removing seawater intrusion from coastal aquifers*. Journal of Environmental Management, 130, 306-312, doi.org/10.1016/j.jenvman.2013.08.021.

MASCIOPINTO C., PALMIOTTA D. (2013) - *Relevance of solutions to the Navier-Stokes equations for explaining groundwater flow in fractured karst aquifers*. Water Resources Research, 49, doi: 10.1002/wrcr.20279

MASCIOPINTO C., LA MANTIA R., CHRYSIKOPOULOS C. V.

(2008) - *Fate and transport of pathogens in a fractured aquifer in the Salento area, Italy*. Water Resources Research, 44, W01404, doi: 10.1029/2006WR005643, 1-18.

MASCIOPINTO C. (2006) - *Simulation of coastal groundwater remediation: the case of Nardò fractured aquifer in Southern Italy*. Environmental Modelling & Software, 21 (1), 85-97. doi: 10.1016/j.envsoft.2004.09.028

MASCIOPINTO C. (2005) - *Pumping-well data for conditioning the realization of the fracture aperture field in groundwater flow models*. Journal of Hydrology, 309 (1-4), 210-228.

MICROSOFT EXCEL (2010) - Microsoft® Office 2010 Proofing Tools © 2010 Microsoft Corporation.

MILNE G. A., GEHRELS W. R., HUGHES C. W., TAMISIEA M. E. (2009) - *Identifying the causes of sea-level change*. Nat. Geosci., 2(7), 471-478, doi: 10.1038/ngeo544.

MILLER K. G., KOPP R. E., HORTON B. P., BROWNING J. V., KEMP A. C. (2013) - *A geological perspective on sea-level rise and impacts along the U.S. mid-Atlantic coast*. Earth's Future, 1, 3-18, doi: 10.1002/2013EF000135.

MITROVICA J. X., GOMEZ N., MORROW E., HAY C., LATYCHEV K., TAMISIEA M. E. (2011) - *On the robustness of predictions of sea level fingerprints*. Geophys. J. Int., 187(2), 729-742, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05090.x.

MORGAN L.K., WERNER A.D., SIMMONS C.T. (2012). *On the interpretation of coastal aquifer water level trends and water balances: a precautionary note*. J. Hydrol. 470-471, 280-288.

MOSS R., EDMONDS J.A., HIBBARD K.A., MANNING M.R., ROSE S.K., VAN VUUREN D.P., CARTER T.R., EMORI S., KAINUMA M., KRAM T., MEEHL G.A., MITCHELL J.F.B., NAKICENOVIC N., RIAHI K., SMITH S.J., STOFFER R.J., THOMSON A.M., WEYANT J.P., WILBANK T.J. (2010) - *The next generation of scenarios for climate change research and assessment*. Nature, 463, 747-756

POLEMIO M., DRAGONE V., LIMONI P.P., ROMANAZZI A. (2012) - *Metodologie speditive per la valutazione del rischio di degrado quantitativo e qualitativo delle acque sotterranee della Puglia*. Geologi e Territorio, n. 1, p. 3-14.

REGIONE PUGLIA (2014) - Natural resources service 2014. Water withdrawals from natural resources during 2012. At:

http://ambiente.regione.puglia.it/index.php?option=com_content&view=article&id=1201&Itemid=459.

(Accessed: May 21, 2014)

ROMANAZZI A., DE ROSA R., APOLLARO C., CIANFLONE G., DOMINICI R., VESPASIANO G., MOLINARI P., POLEMIO M. (2014) - *Temporal evolution of a coastal aquifer in presence of seawater intrusion: the case of Sibari Plain (Southern Italy)*. 41st IAH International Congress "Groundwater: Challenges and Strategies" - September, 15-19, 2014 Marrakech.

SITO SIT PUGLIA, <http://www.sit.puglia.it>

STAMMER D., CAZENAVE A., PONTE R. M., TAMISIEA M. E. (2013) - *Causes for contemporary regional sea level changes*. Ann. Rev. Mar. Sci., 5(1), 21-46, doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172406.

SURFER (v. 11, Golden Software Inc., Colorado, USA).

TABLECURVE2D SOFTWARE, <http://www.sigmaplot.com>

THALER A. (2014) - (<http://www.weather.com/news/science/environment/drownyourtown-sea-level-rise-your-city-20131219?pageno=4>)

(Accessed Oct 31, 2014).

TROISI S., VURRO M., DI FAZIO A. (1985) - *Studio metodologico di parametri idrodispersivi mediante misure in situ*. Quaderno IRSA 69, CNR, Roma.

WERNER A.D., BAKKER M., POST V.E.A., VANDENBOHEDE A., LU. C., ATAIE-ASHTIANI B., SIMMONS C., BARRY D.A. (2013) - *Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges*. Advances in Water Resources, 51, 3-26, doi: 10.1016/j.advwatres.2012.03.004.

WERNER A.D., SIMMONS C.T. (2009) - *Impact of sea-level rise on seawater intrusion in coastal aquifers*. Ground Water 47(2), 197-204.

YIN J., GODDARD P. B. (2013) - *Oceanic control of sea level rise patterns along the east coast of the United States*. Geophys. Res. Lett., 40, 5514-5520, doi: 10.1002/2013GL057992.

YIN J., SCHLESINGER M. E., STOFFER R. J. (2009) - *Model projections of rapid sea-level rise on the northeast coast of the United States*. Nat. Geosci., 2(4), 262-266, doi: 10.1038/ngeo462.

SINTESI DELLE CONOSCENZE GEOLOGICHE E STRATIGRAFICHE DEL PROMONTORIO DEL GARGANO

Michele Morsilli

Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra - Università di Ferrara
Via G. Saragat, 1 - 44100 Ferrara, mrh@unife.it
Iscritto ORG Puglia n. 115ES

INTRODUZIONE

Negli ultimi decenni le conoscenze geologiche e paleontologiche del Promontorio garganico sono state notevolmente ampliate grazie al lavoro di numerosi ricercatori italiani e stranieri. Queste ricerche hanno permesso di conoscere con maggior dettaglio questo “piccolo” promontorio e la sua ricchissima geodiversità fatta di unicità geologiche, paleontologiche, strutturali e geomorfologiche di valenza internazionale. Nella comunità scientifica e anche nelle maggiori compagnie petrolifere il Gargano rappresenta un’area di riferimento per lo studio di sistemi carbonatici e per la comparazione di analoghi di superficie e di sottosuolo, anche in aree lontane come il Golfo del Messico, la Cina o il Medio Oriente.

Questa breve nota rappresenta un riassunto delle conoscenze attuali sui principali aspetti geologici e paleontologici del Gargano e un utile aggiornamento della letteratura disponibile.

Noi geologi pugliesi sicuramente conosciamo come è fatto il Gargano e i suoi incantevoli scorci scenografici, ma non tutti sono consapevoli della complessa storia geologica che ha portato questo promontorio ad essere quello che è. Per conoscere questa storia geologica dobbiamo considerare tre fasi principali quali: la formazione dei sedimenti, il loro accumulo e seppellimento e la loro progressiva diagenesi; i processi tettonici che hanno frammentato e dislocato le rocce in vario modo e, infine, l’azione di modellamento ad opera degli agenti geomorfi-

ci, sia in superficie sia nella parte più interna e profonda del Gargano.

1. STRATIGRAFIA DELLE PRINCIPALI UNITÀ GARGANICHE

I limiti geografici del Promontorio sono ben delineati da nord fino a sud-est dal Mar Adriatico, mentre ad occidente, il corso del Fiume Candelaro segna un evidente limite tra la pianura e i primi rilievi del contrafforte garganico che raggiunge nei pressi di Rignano Garganico un dislivello netto di oltre 550 m. Un’altra piccola scarpata di origine tettonica orientata ENE-OSO segna il limite a nord dell’abitato di Apricena. Una parte rilevante del Gargano è occupata dalle lagune di Lesina e Varano. I rilievi, in genere poco acclivi, raggiungono i 1056 m nel Monte Calvo nei pressi di San Giovanni Rotondo (Fig. 1).

Nel Gargano affiorano prevalentemente rocce carbonatiche (calcarei e dolomie) di età compresa tra il Giurassico superiore e l’Eocene. Carbonati oligo-miocenici e del Pliocene affiorano in maniera discontinua in varie parti del promontorio (Casolari *et al.*, 2000; Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017) (Fig. 2). Altri tipi di rocce affiorano presso Punta delle Pietre Nere, con gessi e carbonati triassici associati a rocce ignee del Paleocene (Carella, 1963; Amendolagine *et al.*, 1964; De Fino *et al.*, 1983; Posenato *et al.*, 1994; Bigazzi *et al.*, 1996; Russo, 2008; Avanzinelli *et al.*, 2012). Infine, sedimenti quaternari ricoprono localmente le successioni carbonatiche, come

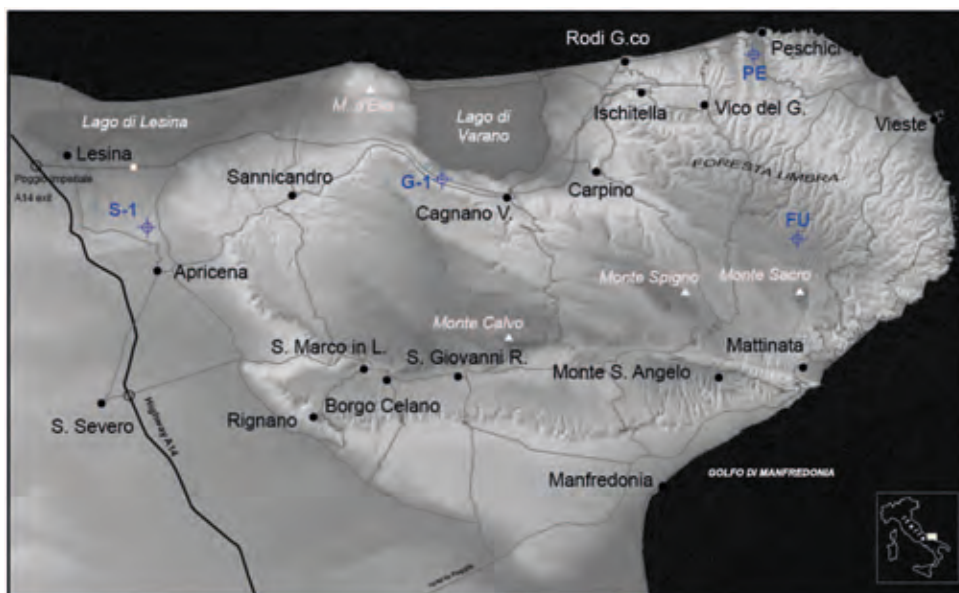


Figura 1 - DTM del Promontorio del Gargano, sono raffigurati i principali centri abitati e l’ubicazione dei pozzi esplorativi. S-1: Pozzo Sannicandro 1; G-1: Pozzo Gargano 1; PES: Pozzo Peschici; FU: Pozzo Foresta Umbra.

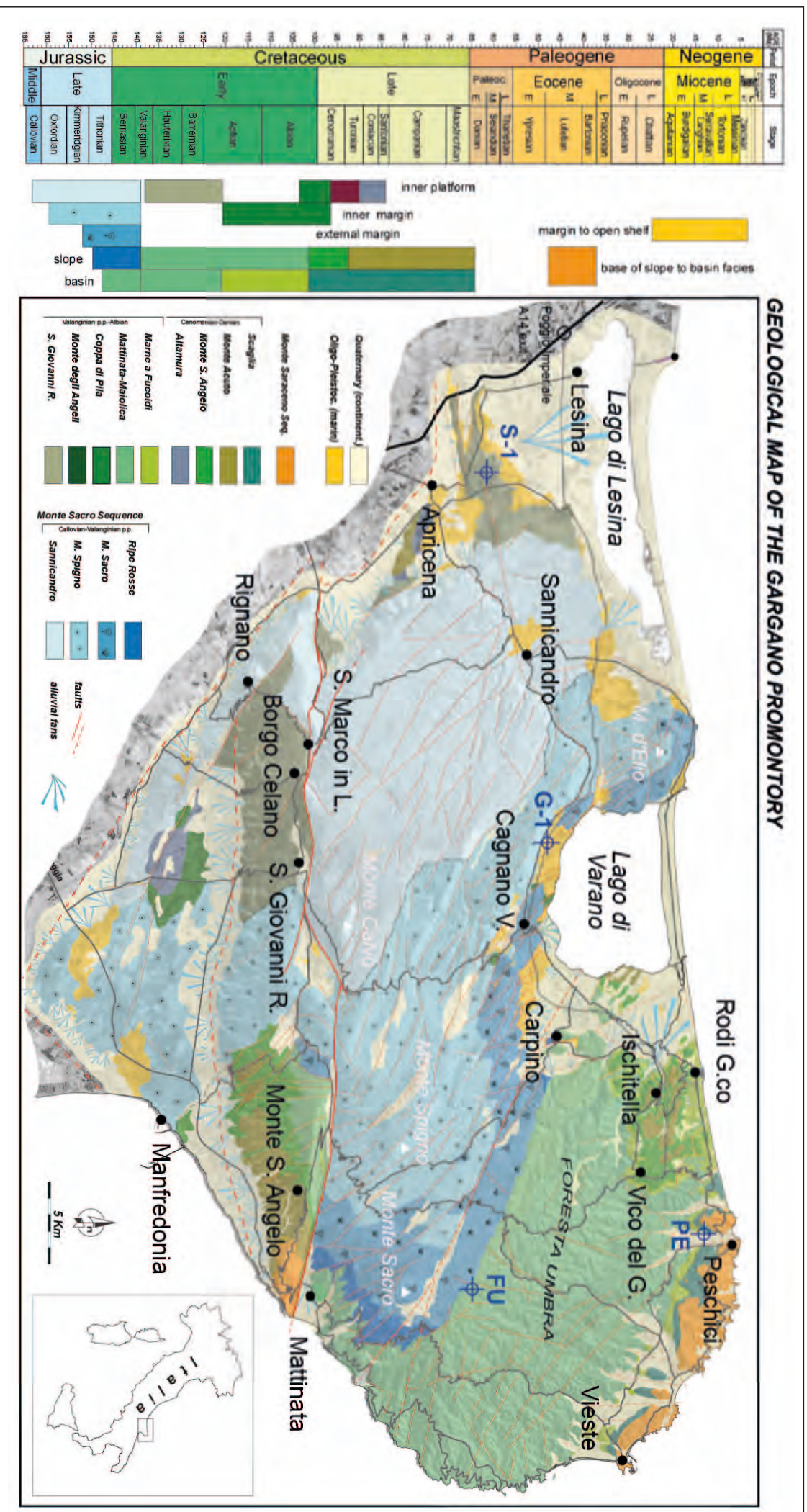


Figura 2 - Carta geologica schematica del Gargano (modificata da Morsilli, 1998). L'area di Rignano-Apricena è stata modificata da Pieri *et al.* (in stampa). L'area di Monte S. Angelo modificata da Hairabian *et al.* (2015). Scala dei tempi da International Stratigraphic Chart – IUGS (2014).

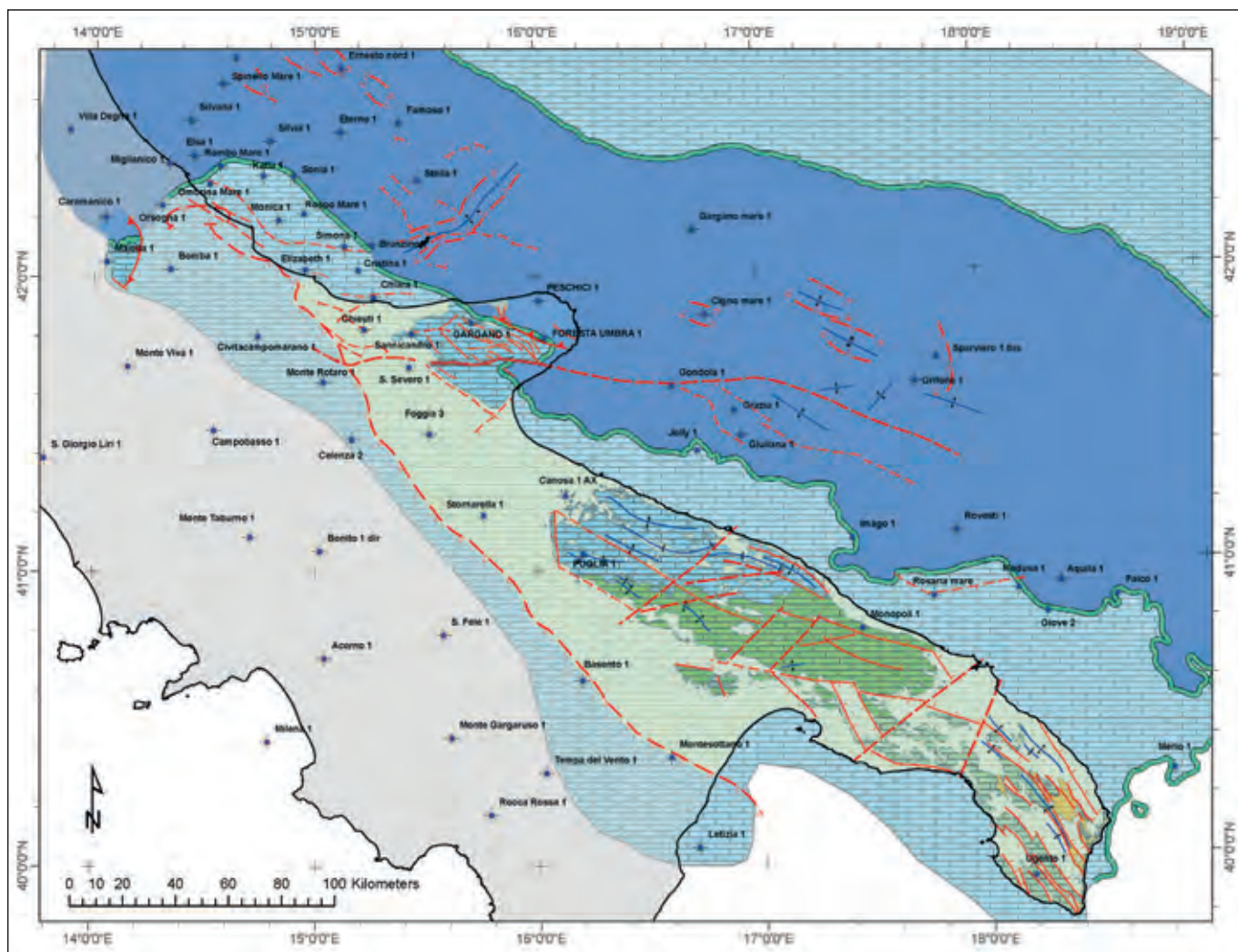


Figura 3 - Ricostruzione della Piattaforma Apula e del bacino Adriatico o Ionico. Il margine orientale della piattaforma, ubicato alcune decine di chilometri *offshore* rispetto alla linea di costa attuale, è stato ricostruito attraverso l'analisi di sezioni sismiche ministeriali e dei pozzi esplorativi del progetto VIDEPI (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/vidempi/vidempi.asp>). Strutture tettoniche da Pieri (1997), De Alteriis & Aiello (1993), Doucet *et al.* (1994).

l'area a sud del Lago di Lesina, ad est del Lago di Varano, il Piano Grande di Vieste e l'ampio terrazzo posto ad ovest di Manfredonia (Morsilli, 1994; Anniballi & Sansò, 2000; Caldara & Simone, 2005; Boenzi *et al.*, 2006; Caroli & Caldara, 2006; Caldara *et al.*, 2008; Moretti *et al.*, 2010; De Santis & Caldara, 2015). Locali accumuli di suoli si trovano nelle varie depressioni di origine tettono-carsica che costellano il promontorio (Castiglioni & Sauro, 2005) (Fig. 2).

La maggior parte delle rocce gorganiche appartengono paleogeograficamente alla Piattaforma Carbonatica Apula (APC) la quale durante il Mesozoico bordava il margine meridionale della Tetide (Bernoulli, 1972; D'Argenio, 1974; D'Argenio *et al.*, 1975; Bosellini *et al.*, 1999; Borgomano, 2000; Morsilli *et al.*, 2004). La Piattaforma Apula (Fig. 3) passa lateralmente ai depositi bacinali del Bacino Ionico o Adriatico verso est ed ai depositi del Bacino Lagonegrese-Molisano verso ovest (Zappaterra, 1994). Solo nel Promontorio del Gargano e nella Maiella è possibile osservare in affioramento la transizione orien-

tale Piattaforma Apula - Bacino Ionico/Adriatico (Eberli *et al.*, 1993; Morsilli & Bosellini, 1997; Bosellini *et al.*, 1999; Borgomano, 2000; Morsilli *et al.*, 2002, 2004; Hairabian *et al.*, 2015; Morsilli, Hairabian, *et al.*, 2017). Nelle altre aree il margine orientale si trova in *offshore* (Fig. 3) ed è conosciuto attraverso profili sismici e dati di pozzo (De Dominicis & Mazzoldi, 1989; de Alteriis & Aiello, 1993; de Alteriis, 1995; Cazzini *et al.*, 2015). Ulteriori informazioni sulla Piattaforma Apula provengono dalla sismica a riflessione e dai pozzi di esplorazione perforati negli ultimi 50 anni, i quali ci permettono di studiare le successioni profonde del Gargano (Fig. 4).

Negli ultimi decenni, numerosi autori si sono occupati della stratigrafia gorganica, sia attraverso lavori di sintesi sia con lavori di dettaglio, producendo una miriade di unità stratigrafiche, spesso indicate con nomi differenti, e interpretazioni paleoambientali e paleogeografiche spesso diverse e contrastanti (Pavan & Pirini, 1966; Cremonini *et al.*, 1971; Luperto Sinni & Masse, 1986, 1993; Masse & Borgomano, 1987; Borgomano &

Philip, 1989; Bosellini *et al.*, 1993b, 1999; Luperto Sinni & Borgomano, 1994; Bosellini & Morsilli, 1994, 1997, 2001; Morsilli & Bosellini, 1997; Luperto Sinni, 1998; Borgomano, 2000; Graziano, 2013, 2001; Bosellini, 2002; Morsilli *et al.*, 2003, 2004; Spalluto *et al.*, 2005; Spalluto & Pieri, 2008; Graziano *et al.*, 2013; Hairabian *et al.*, 2015; Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017; Morsilli, Hairabian, *et al.*, 2017).

La Piattaforma Apula durante la sua storia geologica è stata interessata da numerosi eventi che hanno prodotto dei mutamenti sostanziali nell'organizzazione stratigrafica e/o architettura deposizionale. Questi eventi e le superfici di inconformità ad essi associate permettono di dividere le varie unità stratigrafiche in sequenze deposizionali, alcune di lunga durata (sequenze deposizionali di secondo ordine) (Fig. 5) (Bosellini *et al.*, 1999; Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017; Morsilli, Hairabian, *et al.*, 2017).

Per brevità le successioni affioranti Giurassico-Cretacee vengono trattate in base al loro ambiente di deposizione, mentre quelle Cenozoiche sono distinte per sequenze deposizionali. Le formazioni del Giurassico e del Cretaceo rappresentano un ampio spettro di ambienti deposizionali tipici di una piattaforma carbonatica, an-

che se con differenze nel profilo deposizionale e in alcune facies rispetto al tipico modello attuale bahamiano. Le facies gargariche di questo intervallo di tempo possono comunque essere suddivise in piattaforma interna (facies lagunari e di piana tidale), margine (sabbioso e/o biocostruito), scarpata e la transizione al bacino (Fig. 6).

Le unità di piattaforma interna

SNN- Calcari di Sannicandro (Calloviano p.p.-Valanginiano pp.). Quest'unità affiora prevalentemente nella parte occidentale e centrale del Gargano e consiste di una spessa successione di cicli peritidali a scala metrica (1-5 m) interpretati come successioni di laguna e di piana tidale. Le principali litofacies sono date da *mudstone-wackestone* a peloidi con Alghe dasicladali, Ostracodi, Gasteropodi (*Nerinea* sp.) e *packstone-grainstone* oolitici e a peloidi. Strutture fenestrate (*birdseyes*) e lamine stromatolitiche associate a livelli di breccie intraformazionali a clasti piatti (*flat-pebble breccia*) sono frequenti al tetto dei singoli cicli (Morsilli & Bosellini, 1997; Morsilli, 1998). Possibili impronte di dinosauri, ritrovati su alcuni blocchi del molo foraneo di Mattinata e Manfredonia, possono essere ascrivibili a questa unità (Conti *et al.*, 2005).

CSR- Calcari di San Giovanni Rotondo (Valanginiano p.p.-Aptiano inferiore). E' una spessa successione (500-600 m), affiorante nella parte meridionale del Gargano (area tra Borgo Celano e San Giovanni Rotondo), suddivisa in tre membri (Claps *et al.*, 1996; Spalluto & Pieri, 2008; Graziano *et al.*, 2013; Guerzoni, 2016) e corrisponde ai Calcari di Cupello p.p. ampiamente conosciuti nel sottosuolo della Piattaforma Apula. Il Membro 1 consiste di una successione monotona aciclica di *mudstone-wackestone* subtidali. Il Membro 2 è rappresentato da una spessa successione ciclica, con alternanze di strati micritici bioturbati e stromatolitici, al tetto spesso si hanno dei livelli centimetrici di argille verdi. L'ambiente di deposizione rappresentato da queste litofacies è una tipica piana tidale. Numerose impronte di dinosauro sono state scoperte proprio in questo membro (Morsilli, 2000b; Petti *et al.*, 2008) (Fig. 7) e attualmente esposte presso il Centro Visita del Parco Nazionale del Gargano di Borgo Celano. Il Membro 3 mostra una variabilità di facies che vanno dal subtidale al sopratidale, con calcareniti in strati sottili alla base delle parasequenze e stromatoliti domiformi nella parte alta delle unità peritidali. I Calcari di Masseria Quadrone descritti da Merla *et al.* (1969), sono state inseriti nella formazione dei Calcari di San Giovanni Rotondo. Nell'area tipo, Luperto Sinni (1996) descrive una sottile successione (circa 30 m) di *mudstone-packstone* con Orbitolinidi dell'Albiano superiore, mentre la parte superiore consiste di calcari a *Sellialveolina vialli* di età Cenomaniano inferiore.

ALT- Calcari di Altamura (Turoniano sup.-Santoniano inf.). Quest'unità, denominata precedentemente Calcari di Casa Lauriola (Merla *et al.*, 1969), è costituita da carbonati peritidali e affiora in due zone distinte, una vicino S. Giovanni Rotondo e l'altra vicino Apricena (Laviano

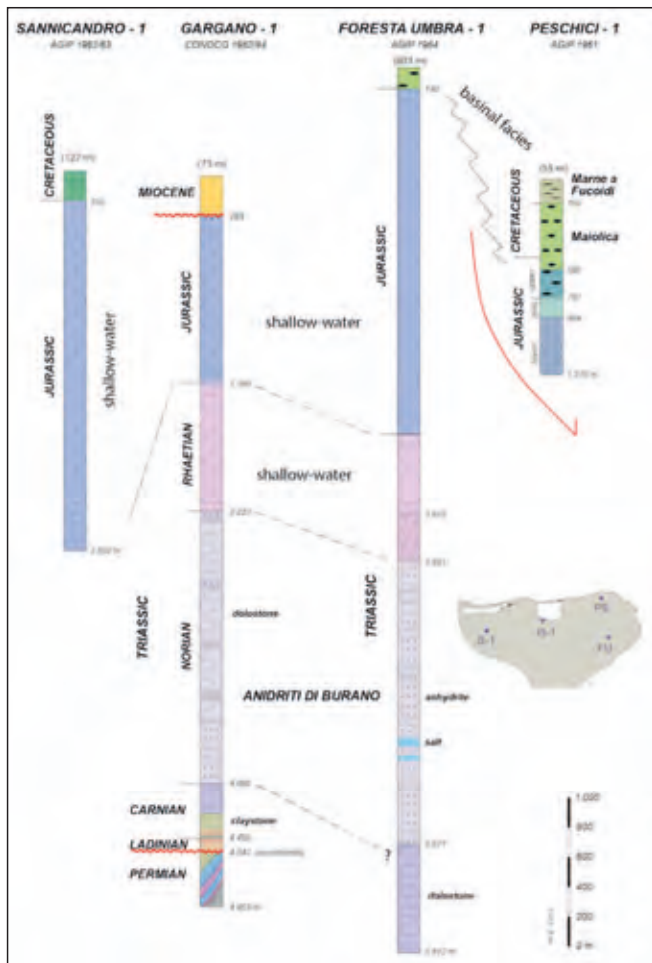


Figura 4 - Stratigrafia del sottosuolo gargarico dai dati di pozzo perforati nel Gargano (modificato da Bosellini & Morsilli, 2001).

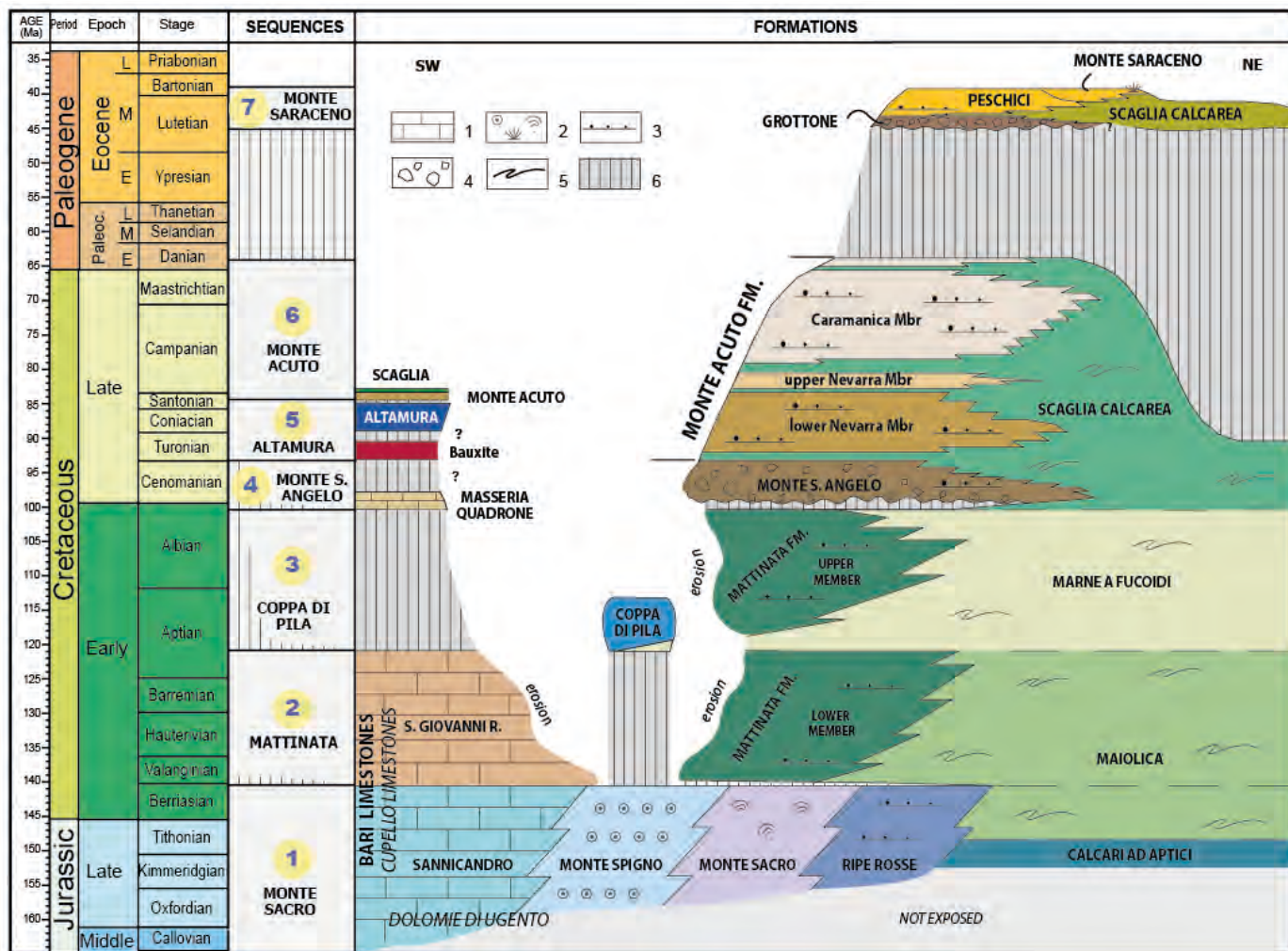


Figura 5 - Schema cronostratigrafico delle formazioni Giurassico-Eoceniche del Gargano (modificato da Bosellini & Morsilli, 2001).

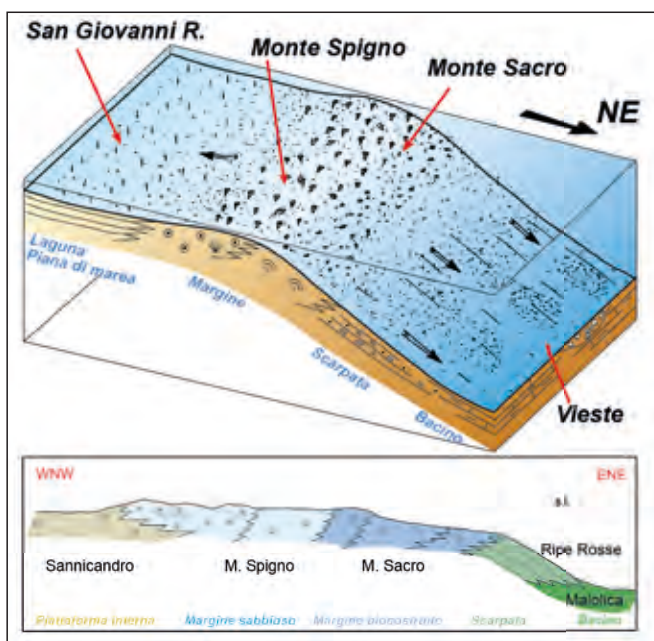


Figura 6 - Ricostruzione schematica tridimensionale e transetto ideale, non in scala, della Sequenza di Monte Sacro (Giurassico Superiore - Cretaceo basale) (modificato da Morsilli, 1998).

& Marino, 1996). Essa ricopre in discordanza l'orizzonte bauxitico medio-cretaceo (Crescenti & Vighi, 1964; Merla *et al.*, 1969; D'Argenio *et al.*, 1987; Mongelli *et al.*, 2015, 2016). Nell'area di S. Giovanni Rotondo

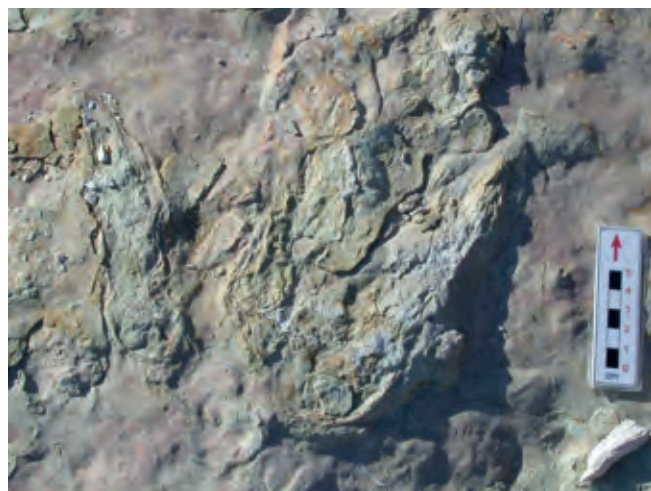


Figura 7 - Controimpronte di dinosauri nei Calcarei di San Giovanni Rotondo della cava CO.L.MAR Borgo Celano (Foto M. Morsilli).

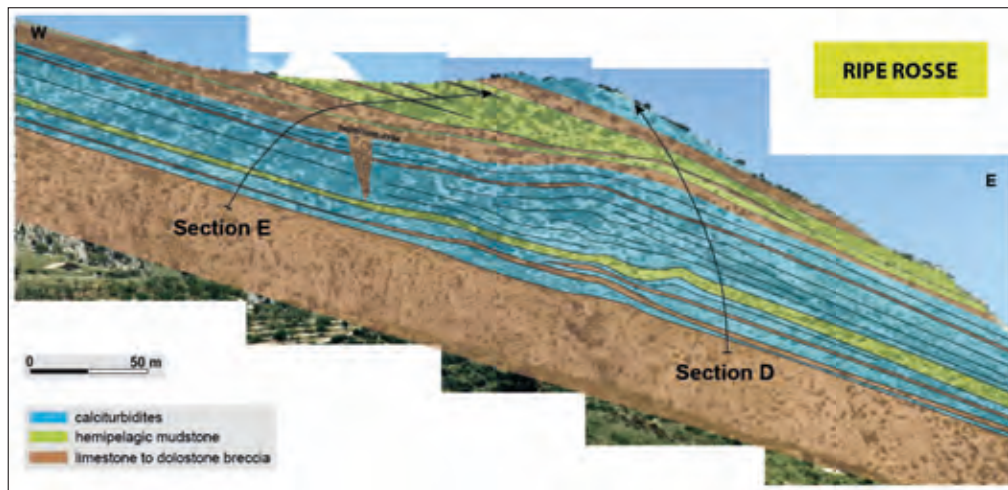


Figura 8 - Fotomosaico del fianco della piattaforma Apula nei pressi di Mattinata (Ripe Rosse) formata da risedimenti di vario tipo intercalati a depositi pelagici (Morsilli, 1998).

questa formazione è data da *mudstone-wackestone* con intercalati marne verdi di età Turoniano superiore?-Coniaciano p.p. (Luperto Sinni, 1996), mentre nell'area di Apricena, la successione affiorante è data da strati metrici di *mudstone-wackestone* con *bouquet* o biostrome a Rudiste intercalate a livelli stromatolitici di età Turoniano superiore-Santoniano inf. (Morsilli, 1998).

Le unità di margine

MSP- Formazione di Monte Spigno (Oxfordiano p.p. – Valanginiano p.p.). Quest'unità affiora nella parte centrale del Gargano ed è costituita principalmente di *grainstone* oolitici e oncolitici intercalati a *wackestone-packstone* bioturbati. Le strutture sedimentarie sono date da laminazioni oblique da onda e corrente a piccola (*ripples*) e grande scala (dune). Le associazioni di facies presenti suggeriscono un ambiente di alta energia o margine sabbioso, con barre sommerse (*s Shoals*) e sporadiche aree emerse (isole e spiagge) (Morsilli & Bosellini, 1997).

SAC- Calcari di Monte Sacro (Oxfordiano p.p. – Valanginiano p.p.). Questa formazione affiora in un'arcuata e stretta fascia che va da Mattinata fino a Monte d'Elio, con prevalenti *wackestone* massivi ricchi in *Ellipsactinia*, *Sphaeractinia*, e Stromatoporoidi (Russo & Morsilli, 2007). Le associazioni di facies presenti in questa formazione racchiudono un ampio spettro di ambienti e sottoambienti deposizionali, dall'area di "scogliera" fino al margine esterno. La transizione laterale con la Formazione di Monte Spigno è rappresentata da una zona di sabbie bioclastiche e aree con insediamenti di coralli coloniali (*patch reefs*) (Morsilli & Bosellini, 1997; Morsilli, 1998).

CPD- Calcari di Coppa di Pila (Aptiano p.p.). Questa unità affiora nell'area di Coppa di Pila, qualche chilometro a sud-est di Cagnano Varano e in altri lembi isolati del Gargano settentrionale (Bosellini & Morsilli, 1994; Guerzoni, 2016; Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017). Questa formazione è costituita alla base da un intervallo di circa 7 m, costituito da *mudstone-wackestone* in strati sottili (5-15 cm) a radiolari e spicole di spugne con intercalati strati sottili di calcareniti (*packstone*) a orbitolinidi, alghe

dasiladali e organismi incrostanti. Questo piccolo lembo, nell'area tipo è ricoperto da calcareniti bioclastiche (*grainstone*) in strati medi (25-35 cm) con frammenti di rudiste (radiolitidi) e orbitoline, passanti a strati spessi (40-80 cm) di calciruditi (*rudstone*) a grossi frammenti di prevalenti rudiste, o a calcari bioclastici (*floatstone*), generalmente in bancate metriche o strati spessi, con grossi gusci di rudiste dispersi nella matrice. Questa unità può essere interpretata come una facies di piattaforma aperta, costituita da prevalenti *rudstone* a rudiste sciacquati in condizioni di alta energia. I calcari pelagici alla base della successione rappresentano la parte prossimale delle Marne a Fucoidi, testimoni della fase di annegamento parziale della piattaforma durante l'Aptiano inferiore (Bosellini *et al.*, 1999).

Altre facies marginali di età cretacea, secondo le recenti ricostruzioni (Morsilli, Hairabian, *et al.*, 2017), ad esclusione dei Calcari di Coppa di Pila, sono conosciuti solo come elementi risedimentati, a volte blocchi pluridecmetrici, nelle unità di scarpata, precedentemente interpretati come depositi in situ della Formazione di Monte degli Angeli (Bosellini *et al.*, 1993b, 1999).



Figura 9 - Megabreccia con blocchi metrici derivanti dallo smantellamento della piattaforma a rudiste Cretacea (Monte S. Angelo).

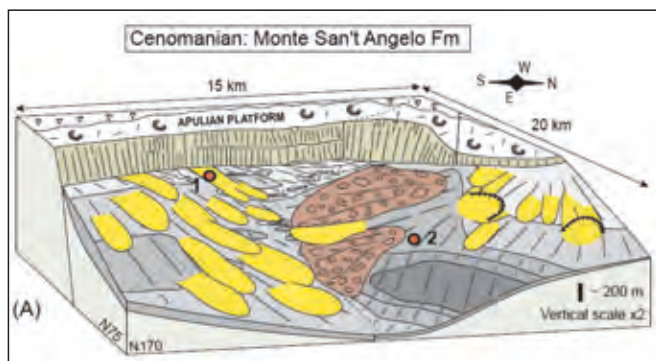


Figura 10 - Ricostruzione paleogeografica schematica dell'area di deposizione dei Calcari di Monte S. Angelo durante il Cretaceo Superiore (Hairabian *et al.*, 2015). Le lingue gialle rappresentano dei corpi sabbiosi bioclastici derivanti dal dominio di piattaforma occidentale, mentre le lingue marroni rappresentano corpi di megabrecce intraformazionali.



Figura 11 - Resti di conifera (*Sequoia concinna?*) e piccolo pesce nell'intervallo pelagico del Santoniano superiore della Formazione di Monte Acuto rinvenuti nell'area di Apricena (Foto P. De Cosmo, 2002).



Figura 12 - Tipico aspetto della Maiolica lungo la costa orientale del Gargano (Baia delle Zagare) in cui intervalli normalmente stratificati sono interrotti da spettacolari pieghe intraformazionali (*slumpings*) (Foto M. Morsilli, 2014).

Le unità di scarpata

RRF- Formazione di Ripe Rosse (Kimmeridgiano p.p.- Valanginiano p.p.). Questa unità, denominata precedentemente Formazione di Casa Varfone (Bosellini & Morsilli, 1994), è costituita da *rudstone* bioclastici, breccie a Stromatoporoidi, e da *grainstone* gradati interdigerati con *mudstone-wackestone* con selce. I clasti sono dati principalmente da frammenti di *Ellipsactinia*, *Sphaeractinia*, Stromatoporoidi e Coralli. I rapporti geometrici visibili direttamente sul terreno supportano l'interpretazione che

questa unità costituisca una successione di scarpata clinostratificata (da prossimale a distale), connessa fisicamente ai Calcari di Monte Sacro (Fig. 8).

MTT- Calcari di Mattinata (Valanginiano p.p. - Albiano superiore). È una successione carbonatica di scarpata e base-scarpata, ricca di depositi gravitativi (calcitorbiditi, breccie), a tratti con clasti di dimensione pluridecimetrica (es. presso Monte degli Angeli), intercalati a calcari micritici con selce (Luciani & Cobianchi, 1994; Cobianchi *et al.*, 1997; Morsilli, Hairabian, *et al.*, 2017). La sezione tipo è esposta vicino all'abitato di Monte S. Angelo, lungo la strada della Val Carbonara-S. Giovanni Rotondo. Questa unità è stata divisa recentemente in un membro inferiore di età Valanginiano p.p. e Aptiano inf. e uno superiore Aptiano p.p.- Albiano sup. (Morsilli, Hairabian, *et al.*, 2017).

MSA- Calcari di Monte S. Angelo (Albiano superiore-Turoniano inferiore). Nell'area di Monte S. Angelo è costituita da corpi di megabrecce con blocchi e clasti plurimetri derivanti dallo smantellamento del margine del Cretaceo Inferiore (Fig. 9). Nell'area di Ischitella-Vico, breccie e calcitorbiditi gradate sono intercalate a calcari pelagici. Lo spessore, variabile tra le due aree, può raggiungere i 200 m. Questa formazione rappresenta l'accumulo sedimentario al piede della scarpata derivante da estesi collassi del margine della piattaforma per frane sottomarine (Bosellini *et al.*, 1993b, 1999; Neri & Luciani, 1994; Morsilli *et al.*, 2004), probabilmente in relazioni a fasi tettoniche e allo sviluppo di faglie di crescita sepolte dai risedimenti di margine (Masse & Borgomano, 1987; Borgomano & Philip, 1989; Borgomano, 2000; Hairabian *et al.*, 2014, 2015; Morsilli, Hairabian, *et al.*, 2017) (Fig. 10).

ACU- Calcari di Monte Acuto (Turoniano medio-Daniano p.p.). Questa formazione è data da associazioni di facies che si sono depositate in un contesto di scarpata, base-scarpata (Bernoulli, 1972; Bosellini *et al.*, 1993b, 1999; Neri, 1993; Neri & Luciani, 1994; Borgomano, 2000; Morsilli *et al.*, 2004; Hairabian *et al.*, 2015). Le litofacies sono date da calcari micritici bianchi con selce alternati a calcitorbiditi bioclastiche grossolane, breccie e megabrecce con clasti sia di piattaforma sia di scarpata-bacino. I Calcari di Monte Acuto sono stati divisi in cinque unità da Neri (1993), mentre recentemente Morsilli *et al.* (2017) suddividono questa formazione in tre membri, rispettivamente membro di Navarra inferiore e superiore e membro di Caramanica, dominati da risedimenti di vario tipo e divisi tra di loro da intervalli a sedimentazione pelagica. Un piccolo lembo di questa unità con breccie e calcitorbiditi ricoperti da calcari pelagici è stato trovato nei pressi di Apricena in discordanza sui Calcari di Altamura (Luperto Sinni & Borgomano, 1994; Morsilli, 2004). Nelle litofacies pelagiche è presente una ricca e variegata flora (conifere e angiosperme) del Santoniano superiore associata ad alcuni pesci (Fig.11) (De Cosmo & Morsilli, 2002; Morsilli *et al.*, 2003; Taverne & De Cosmo, 2008).

Le unità di bacino

MAI- Maiolica (Turoniano-Aptiano inf.). Questa formazione è una delle unità bacinali del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore meglio conosciute dell'intera area Mediterranea (Bernoulli, 1972). Essa consiste di calcari micritici bianchi, in strati sottili, con liste e noduli di selce ricchi in Calpionellidi e *Nannoconus* (Bosellini & Morsilli, 1997; Morsilli, 1998; Bracco Gartner *et al.*, 2002). Nella parte Hauteriviana-Valanginiana la Maiolica presenta locali accumuli di brachiopodi (Posenato & Morsilli, 1999). Piegamenti intraformazionali (*slumpings*) (Morsilli & Moretti, 2011) (Fig. 12), superfici di troncatura e dicchi sedimentari sono le caratteristiche più comuni di questa formazione (Morsilli *et al.*, 2004), il cui modellamento da luogo alle splendide morfologie costiere del Gargano tra Vieste e Mattinata.

FUC- Marne a Fucoidi (Aptiano inf. – Albiano sup.). Quest'unità litostratigrafica è costituita da strati sottili di calcari micritici, marne e argille verdastre con liste e noduli di selce. Frequenti intervalli anossici sono marcati da *black shales* (Cobianchi *et al.* 1997). Raggiunge uno spessore massimo di circa 120 m nel Gargano settentrionale e affiora in una fascia compresa tra Vieste e Ischitella (Morsilli, 1994; Bosellini & Morsilli, 2001). Questa unità rappresenta un periodo di scarsa produzione in piattaforma, probabilmente legata agli eventi anossici oceanici (OAE) che caratterizzano questo intervallo di tempo (Cobianchi *et al.*, 1997; Bosellini *et al.*, 1999; Graziano, 2000; Luciani *et al.*, 2001, 2006, 2007).

SCA- Scaglia (Cenomaniano-Paleocene p.p.). Quest'unità è molto simile alla Maiolica ed è costituita da strati sottili di calcari micritici, leggermente farinosi, con liste e noduli di selce rossastra. Il faraglione di Pizzomunno e parte della falesia della vecchia Vieste sono costituiti da questa unità (Fig. 13) su cui giace in discordanza la Formazione di Peschici (Morsilli *et al.*, 2004).

Le successioni Cenozoiche

Le unità più recenti le condizioni di affioramento non permettono una ricostruzione completa degli ambienti di sedimentazione, ma sono associabili a piccole piattaforme o porzioni di rampa carbonatica.

Sequenza di Monte Saraceno (Luteziano medio-sup.-Bartonianiano p.p.)

Questa sequenza (Fig. 5) è costituita da varie facies prevalentemente di scarpata e bacino (Bosellini *et alii*, 1993a, 1993b, 1999; Adams *et al.* 2002; Guido *et al.* 2009). Le unità che costituiscono tale sequenza affiorano in due aree distinte, la prima è localizzata nel Monte Saraceno, poco a sud di Mattinata, mentre l'altra affiora in un'estesa area compresa tra Vieste e Peschici (Fig. 2):

GRT - megabreccia del Grottone. Questa unità affiora esclusivamente nell'area di Monte Saraceno. I vari corpi canalizzati di megabreccia hanno clasti con dimensioni max di circa 1-2 m con litologie molto varie e ricchi in numerose specie fossili quali echinodermi, nummuliti, alveoline, bivalvi, gasteropodi ecc.; rari invece i clasti con coralli e rudiste (Bosellini & Neri, 1995). Lo spessore di questa unità varia da 50 a circa 100 m. L'età di questa formazione non è ancora ben definita, in ogni caso nella parte alta sono presenti delle faune bentoniche del Luteziano (Bosellini & Neri, 1995).

PES - formazione di Peschici. Questa unità affiora esclusivamente nella parte nord-orientale del Gargano (Fig. 2) ed è costituita da una spessa successione (circa 350 m) di calcitorbiditi e breccie gradate alternate a calcari micritici pelagici ricchi di foraminiferi planctonici, spesso intensamente bioturbati e anche con tracce fossili legata all'attività di pesci (Belvedere *et al.*, 2011). I risedimenti, intercalati ai depositi pelagici, indicano un tipico ambiente di scarpata, base scarpata (Bosellini *et al.*, 1993a, 1993b, 1999; Pasculli *et al.*, 2008; Cotecchia *et al.*, 2009; Martino & Mazzanti, 2014).

CPR - calcari della Punta Rossa. Questa unità è costituita da calcari micritici farinosi sottilmente stratificati, con intercalate calcitorbiditi in strati da pochi fino a 20-30 cm. Numerose sono le discordanze interne (*slump scars*) visibili in affioramento. Questa unità passa lateralmente a depositi di scarpata denominati calcareniti di Coppa d'Apolito (Bosellini & Neri, 1995; Adams *et al.*, 2002; Guido *et al.*, 2011).

CNS - calcareniti nummulitiche di Monte Saraceno. Questa unità è costituita da brecciole e calcareniti grossolane ricche in grandi nummuliti e discocycline, alternate a calcareniti bioclastiche giallastre con spessore di circa 20-



Figura 13 - Fotomosaico della falesia della vecchia Vieste in cui è spettacolarmente esposto il contatto disconforme tra la Formazione di Peschici (Luteziano) che giace in onlap sulla sottostante Scaglia (Coniaciano). La lacuna stratigrafica associata è di circa 45 Ma (Foto M. Morsilli, 2012).

25 m (Bosellini & Neri, 1995). Al di sopra delle calcareniti nummulitiche di Monte Saraceno, con una superficie di emersione marcata da *Microcodium* sp. (Adams *et al.*, 2002), affiorano dei corpi massivi ricchi di coralli, interpretati come piccoli *patch-reefs* (Bosellini *et al.*, 1999).

Sequenza di Grotta San Michele (Chattiano p.p.-Aquitaniiano p.p.)

Questa sequenza (Fig. 14) è costituita da una sola formazione con caratteri abbastanza omogenei nell'area tipo (Cagnano Varano – Grotta S. Michele) dove affiora in alcuni lembi a tratti discontinui (Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017).

SMH- calcari di Grotta S. Michele: affiora con spessore massimo di circa 28 m nella località omonima ed è costituita da calcari micritici con abbondanti coralli coloniali e alghe rosse, spesso bioerose. L'età di questa unità è Chattiano p.p.-Aquitaniiano (Morsilli, 2005b; Morsilli & Noferini, 2005). Il limite inferiore di quest'unità è fortemente erosivo sul substrato mesozoico, spesso marcato da tasche metriche con riempimenti di terre rosse. Il limite superiore è in parte erosivo e in parte paraconcordante con la formazione di Torre Rossa. I calcari di Grotta San Michele rappresentano una nuova unità stratigrafica che documenta per la prima volta la presenza in Gargano dell'Oligocene superiore (Morsilli, 2005). Nonostante la presenza di coralli, la tessitura testimonia degli ambienti

di media e bassa energia. In queste condizioni, corrispondenti a zone a profondità superiori alla base d'onda (condizioni mesofotiche), i biocostruttori creavano dei locali accumuli e non una barriera vera e propria (Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017).

Sequenza di Santa Marena (Burdigaliano p.p.-Tortoniano superiore p.p.)

Questa sequenza (Fig.14) (Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017) è costituita da varie formazioni che affiorano in aree molto ristrette sia sui bordi del Gargano che al suo interno (es. Pantano di S. Egidio) (Borsetti *et al.*, 1970; D'Alessandro *et al.*, 1979; Casolari *et al.*, 2000; Morsilli, 2005b; Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017).

TRF- formazione di Torre Rossa: affiora in diverse aree del Gargano nord ed è costituita prevalentemente da calcareniti e calciruditi da fini a grossolane di colore rosato, arancio o grigio verde (*packstone* e *grainstone*, a tratti *rudstone*), ben cementate, ricche in bioclasti, intraclasti (grani glauconitici-fosfatici) e foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp.), in strati di spessore variabile da 30/40 a 80/100 cm, fino a banchi di circa 2-3 m. Questa formazione presenta dalla base verso il tetto le seguenti litofacies: banco basale (1-3 m) costituito quasi esclusivamente da grandi bivalvi; intervallo di *grainstone-rudstone* con abbondanti echinodermi (scutelle); *packstone* medio-grossolani ricchi in grani glauconitici, briozoi e

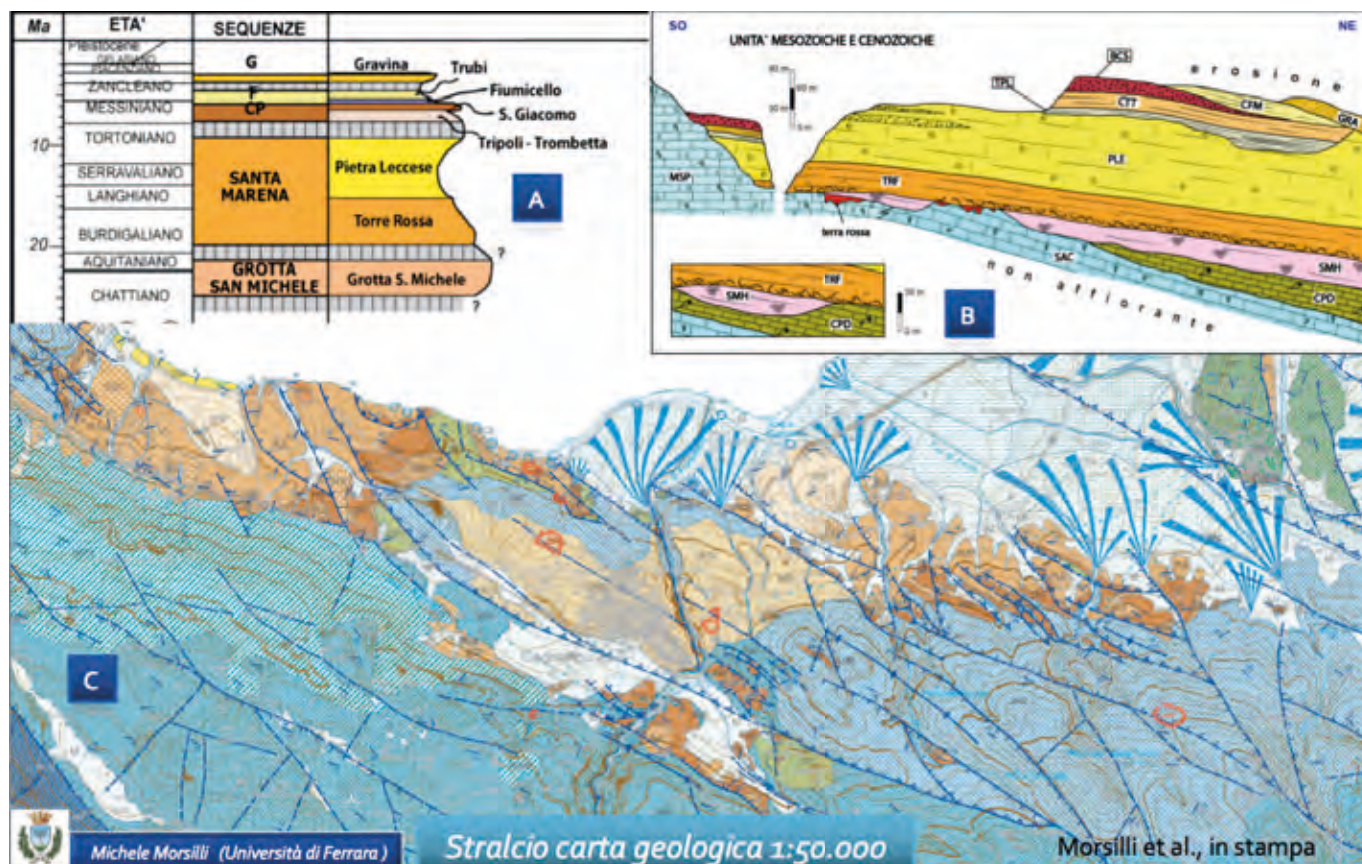


Figura 14 - A) Schema cronostratigrafico delle successioni Paleogeniche e Neogeniche. B) Schema dei rapporti stratigrafici ricostruibili nella parte settentrionale del Gargano. C) Stralcio della nuova carta geologica alla scala 1:50.000 Foglio "Vico del Gargano" (da Morsilli *et al.* in stampa).

foraminiferi bentonici; e al tetto *packstone* fini con foraminiferi planctonici, che rappresentano la facies di transizione alla sovrastante pietra leccese (Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017). L'età di questo deposito sarebbe confinata tra il Burdigaliano inferiore e il Langhiano inferiore (Casolari *et al.*, 2000; Morsilli, 2005). La deposizione di questa unità rappresenta un cambio da associazioni di tipo *Chlorozoan* ad associazioni di tipo *Foramol* legata probabilmente ad un eccesso di nutrienti.

PLE- pietra leccese: affiora in diverse aree del promontorio e rappresenta l'unità miocenica con maggiore potenza (circa 60-80 m). Quest'unità, corrispondente alle calcareniti di Apricena (Borsetti *et al.*, 1970; Cremonini *et al.*, 1971), è costituita da calcareniti bioclastiche alternate a calcari ricchi di foraminiferi planctonici di piattaforma aperta, datate al Langhiano superiore-Tortoniano superiore (Borsetti *et al.*, 1970; Cremonini *et al.*, 1971; Casolari *et al.*, 2000). Le biocalcareniti frequentemente bioturbate presentano verso il tetto strutture sedimentarie di alta energia. Il limite superiore è marcato da un'estesa erosione della pietra leccese su cui si impostano le prime due unità della sequenza successiva. In altre aree il limite è paraconcordante con i depositi delle brecce e conglomerati di San Giacomo.

Sequenza di Costa del Pozzone (Messiniano inferiore p.p.-Messiniano superiore p.p.)

Questa sequenza (Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017) è costituita da tre formazioni. Le prime due affiorano nella località omonima e in prossimità di S. Giacomo nei pressi del Lago di Varano, mentre l'ultima affiora in diverse aree lungo i bordi del rilievo garganico.

TPL- Tripoli: questa unità affiora nell'area di Cagnano (Costa del Pozzone) con spessori di circa 10-15 m, dove sono presenti calcari marnosi, diatomiti e marne porcellanacee. Sulla base della abbondante presenza di ostracodi è possibile datare questa unità al Messiniano inferiore (Morsilli, 2005).

TRE- calcari di Trombetta: questa unità affiora nell'area di Cagnano ed è costituita da *packstone-grainstone* bioclastici e a peloidi con frequenti laminazioni incrociate (*ripples-hummocky cross lamination*). Quest'unità, correlabile alla formazione di Cattolica, membro Calcare di Base del Gruppo Gessoso-Solfifera, sarebbe ascrivibile al Messiniano superiore e testimonierebbe l'inizio della crisi del Messiniano (Morsilli, 2005b; Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017).

BCS- brecce e conglomerati di San Giacomo: questa unità è costituita da conglomerati e brecce in matrice sabbiosa rossastra, con spessori variabili da pochi metri a 50-70 m. I clasti e ciottoli derivano sia dalle varie unità del substrato mesozoico che dalle precedenti unità mioceniche. Questa unità rappresenta una fase di emersione generalizzata con la creazione di estesi corpi di conoide alluvionale e delta-conoide (Morsilli & Furlanis, 2005). Molto probabilmente, insieme al tetto dei calcari di Trombetta rappresenta l'equivalente temporale dei

depositi evaporitici legati alla crisi di salinità messiniana (Morsilli, 2005). In particolare, questa unità potrebbe essere equivalente alla formazione Pasquasia, membro fanglomerati, del Gruppo Gessoso-Solfifera (Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017).

Sequenza di Fiumicello (Messiniano superiore p.p.-Pliocene inferiore p.p.)

Questa sequenza affiora sia nella parte nord del Gargano che nei pressi di Apricena (Morsilli, Bosellini, *et al.*, 2017).

CFM- calcari di Fiumicello: è costituita da calcareniti bioclastiche spesso laminate, calcari marnosi giallastri e marne argillose con spessore affiorante di 20-30 m. In alcuni di questi intervalli sono presenti laminazioni convolute interpretate come sismite (Morsilli, 2005a; Morsilli & Moretti, 2007, 2009). La posizione stratigrafica e l'assenza di organismi pliocenici al suo interno fa ritenere questa unità il termine finale della crisi messiniana, corrispondente alla nota unità "Lago-Mare" (Cosentino *et al.*, 2005; Orszagsperber, 2006; Marzocchi *et al.*, 2016).

2- Trubi: Questa unità è stata riconosciuta finora solo nell'area di Apricena-Poggio Imperiale in alcune trincee di accesso alle cave. E' costituita da calcareniti giallastre in strati sottili ricchi in foraminiferi planctonici. Sulla base dell'associazione fossile presente è stata datata al Pliocene inferiore (Valleri, 1984; Pavia *et al.*, 2010).

Sequenza del Lago di Varano (Pliocene medio-superiore)

Questa sequenza affiora in diversi punti del Gargano sia nella parte nord che lungo le pendici meridionali ed occidentali.

GRA- calcarenite di Gravina: è costituita da calcareniti bioclastiche giallastre con grossi frammenti o gusci di bivalvi. Spesso sono estremamente bioturbate con la presenza di tracce organismi fossatori (*burrows*). Questa unità corrisponde alla formazione del Lago di Varano di Cremonini *et al.* (1971). Al pari della pietra leccese è una facies comune a diverse aree del territorio pugliese (Pomar & Tropeano, 2001; Mateu-Vicens *et al.*, 2008), ed è l'ultima unità carbonatica che si deposita nel territorio garganico prima dell'arrivo dei depositi silicoclastici del Pliocene superiore – Calabrian (sabbie di Serracapriola) (Boni *et al.*, 1969).

Per brevità non vengono trattati i depositi quaternari si rimanda alle note illustrative dei fogli in stampa alla scala 1:50.000 del Gargano.

2. TETTONICA ED ASSETTO STRUTTURALE

Dal punto di vista strutturale il Gargano rappresenta l'area di avampaese del sistema orogenico dell'Appennino meridionale. Ma, rispetto ad una tipica area di avampaese, che per definizione dovrebbe essere un'area poco deformata e sismicamente inattiva, presenta delle peculiarità geofisiche e strutturali del tutto anomale, responsabili dell'attuale assetto strutturale e dell'elevata sismicità (Mongelli & Ricchetti, 1970; Ricchetti & Mongelli,

1980; Favali *et al.*, 1993; Doglioni *et al.*, 1994; Gambini & Tozzi, 1996; Nicolai & Gambini, 2007; Etta Patacca *et al.*, 2008; Argnani *et al.*, 2009; Amato *et al.*, 2014). In generale il Promontorio del Gargano è piegato e fagliato a formare una blanda anticlinale con asse disposto all'incirca N60°O e leggera immersione verso NO. I fianchi di questa estesa anticlinale presentano delle inclinazioni variabili da pochi gradi fino a 25°-35° (Fig. 2).

Sulla base delle indagini macro e microstrutturali, alcuni Autori che si sono occupati della tettonica del Gargano (Guerricchio, 1983, 1986, Ortolani & Pagliuca, 1987, 1988; Guerricchio & Wasowski, 1988; Funicello *et al.*, 1990; Ricchetti *et al.*, 1992; Bertotti *et al.*, 1999; Chilovi *et al.*, 2000; Billi, 2003; Patacca & Scandone, 2004; Brankman & Aydin, 2004; Milano *et al.*, 2005; Tondi *et al.*, 2005; Billi *et al.*, 2007; Argnani *et al.*, 2009) hanno diviso l'area garganica in diverse zone o blocchi morfologico-strutturali, al cui interno i dati raccolti (tipo e orientamento del piano di faglia, strie meccaniche, clivaggio, *jointing* ecc.) risultano riconducibili ad un determinato *trend* (Fig. 15). Le varie lineazioni possono essere raggruppate in tre sistemi principali: 1) orientamento NO-SE (appenniniche); 2) orientamento E-O (garganiche); 3) orientamento NE-SO (antiappenniniche).

Le faglie ad orientamento NO-SE risultano maggiormente sviluppate ed interessano quasi tutti i settori del promontorio. Molte di queste faglie, secondo Bertotti *et al.* (1999), corrisponderebbero a superfici di sovrascorimento e/o di retroscorimento. Le numerose superfici ad alto angolo orientate NO-SE sono spesso parallele al piano assiale delle pieghe maggiori.

Le faglie ad orientamento E-O assumono notevole importanza nel contesto strutturale garganico, in quanto la maggiore rappresentante di questa categoria corrisponde

alla ormai famosa "Faglia di Mattinata" (Funicello *et al.*, 1990; Favali *et al.*, 1993; Salvini *et al.*, 1999; Brankman & Aydin, 2004; Piccardi, 2005; Tondi *et al.*, 2005; Billi *et al.*, 2007; Argnani *et al.*, 2009), anche nota in letteratura come faglia di Valle Carbonara (Martinis, 1965; Martinis & Pavan, 1967; Cremonini *et al.*, 1971; Guerricchio & Wasowski, 1988); faglia sud-Garganica (Selli & Zecchi, 1981); Gargano Fault (Finetti, 1982; Finetti *et al.*, 1989); allineamento S. Marco in Lamis-Monte S. Angelo (Ciaranfi *et al.*, 1983); linea di Gondola in *offshore* (De Dominicis & Mazzoldi, 1989; Colantoni *et al.*, 1990; Tramontana *et al.*, 1995). Nonostante questa sia una delle faglie maggiormente studiate esistono pareri contrastanti sul tipo e senso di movimento (Billi, 2003; Borre *et al.*, 2003; Patacca & Scandone, 2004; Tondi *et al.*, 2005; Billi *et al.*, 2007; Argnani *et al.*, 2009). In ogni caso si tratta di una struttura complessa e che probabilmente ha agito in diversi modi rispetto agli sforzi applicati (Chilovi *et al.*, 2000; Tondi *et al.*, 2005). Favali *et al.* (1993) sostengono che la Faglia di Mattinata e quella delle Tremiti siano delle trascorrenti destre ancora attive e attribuiscono a queste strutture la sismicità recente dell'area garganica. Al contrario Funicello *et al.* (1991, 1992) sostengono che non ci siano evidenze di una tettonica trascorrente recente lungo la Faglia di Mattinata, e che i numerosi terremoti superficiali e profondi siano da mettere in relazione a faglie distensive orientate in vario modo (E-O; NE-SO; NO-SE). Anche in *offshore* mancherebbero evidenze di un'attività recente (de Alteriis, 1995), in quanto i depositi pleistocenici ricoprenti questa struttura (Linea di Gondola), che nelle sezioni sismiche assume la tipica forma a ventaglio (*flower structure*), risultano indisturbati (Colantoni *et al.*, 1990). Tondi *et al.* (2005), suggeriscono che la Faglia di Mattinata sia una struttura sismogenetica



Figura 15 - Immagine Landsat TM del Gargano con le principali lineazioni tettoniche visibili e i centri abitati (da Morsilli, 1998).

attiva e che ci siano evidenze di movimenti trascorrenti destri recenti con subordinati movimenti *dip-slip*.

Le superfici orientate NE-SO sono tipicamente subverticali e presentano un'estensione molto ridotta. Soltanto raramente hanno evidenze di movimento e sono state associate da Bertotti *et al.* (1999) a clivaggio di piano assiale formatosi durante una blanda fase di raccorciamento NO-SE. Brankman & Aydin (2004) descrivono solo due sistemi di faglie con orientamento E-O e NO-SE. Il primo sistema corrisponde a faglie trascorrenti sinistre ben evidenti nella parte meridionale, come la Faglia di Mattinata e di Rignano, altre solo ipotizzate nella parte settentrionale in base ad evidenze indirette, come l'andamento della linea di costa e le intrusioni ignee di Punta delle Pietre Nere (cf. Bigazzi *et al.*, 1996). Il secondo sistema è costituito da faglie inverse, con zone di deformazione ristrette. L'intersezione di questi sistemi di faglie, dove visibile, indica che le strutture orientate NO-SE terminano contro quelle orientate E-O o confluiscono in queste ultime. Questa relazione indicherebbe che le faglie inverse sono geneticamente legate al movimento trascorrente sinistro delle faglie E-O. Patacca & Scandone (2004), attraverso un dettagliato studio sulle successioni sepolte nell'alto Tavoliere delle Puglie basato su dati sismici e di pozzo, documentano la presenza di numerose faglie legate in parte alla struttura del promontorio garganico. In particolare riconoscono delle faglie normali con direzione NO-SE, faglie verticali disposte NE-SO, faglie transpressive ad alto angolo e faglie dirette entrambe orientate ONO-ESE. Tondi *et al.* (2005), in base ad uno studio basato su dati strutturali, geomorfologici e paleosismici sull'intera struttura della Faglia di Mattinata, evidenziano la presenza di tre principali sistemi di faglie. Il primo ad orientamento NO-SE è costituito prevalentemente da faglie normali, il secondo con direzione all'incirca N-S mostra caratteri trascorrenti sinistri e transtensivi, mentre l'ultimo sistema ad orientamento E-O include principalmente faglie trascorrenti destre. Queste strutture indicherebbero un campo di stress con asse *s* suborizzontale orientato all'incirca NO-SE. Inoltre, sulla base delle giaciture degli strati affioranti lungo i lembi della Faglia di Mattinata individuano due sistemi di pieghe. Il primo con asse disposto NO-SE, successivamente ripiegato e distorto da una seconda ge-

nerazione di pieghe con asse orientato NE-SO.

Anche dal punto di vista dell'assetto generale il Gargano viene interpretato in vari modi. Finetti (1982) asserisce che il Gargano è probabilmente una struttura di tipo *diapir-like* generata da movimenti orizzontali, con faglie di taglio e trascorrenti associate a livelli evaporitici triassici (Anidriti di Burano), affioranti in superficie alla Punta delle Pietre Nere. L'interpretazione strutturale fornita da Guerricchio (1983, 1986), basata sullo studio di immagini da satellite, tenta di spiegare alcune delle caratteristiche sia morfologiche che strutturali presenti nel Gargano. Infatti, l'area centro-occidentale, che a parità di litologie affioranti presenta uno spiccato carsismo, sarebbe il risultato di un'azione tettonica più intensa, derivante dallo "strizzamento" di questo blocco, circondato da settori meno deformati. La divisione in blocchi sarebbe esplicita da tre faglie trascorrenti principali e dalla faglia del Torrente Candelaro, che delimita il Gargano dal Tavoliere delle Puglie con direzione all'incirca NO-SE. Inoltre, interpreta alcuni piccoli bacini o aree pianeggianti (es. Pantano di S. Egidio) all'interno delle zone montuose, come bacini di *pull-apart*. Ortolani & Pagliuca (1989), considerano la parte centrale del Gargano come un "cuneo di espulsione", legato alle spinte compressive dinariche (Eocene-Oligocene), che avrebbero prodotto delle faglie inverse con rigetti di alcune centinaia di metri e strutture plicative con assi in direzione E-O. Funciello *et al.* (1992), asseriscono che l'assetto strutturale del Gargano sia il risultato di una tettonica essenzialmente fragile, impostata su vecchie superfici di debolezza riattivate in più fasi, con movimenti trascorrenti intervallati ad una tettonica distensiva. In questo contesto, l'inarcamento subito dal promontorio garganico può essere spiegato facendo riferimento a una struttura di avampaese localizzata in prossimità di un sistema catena-avanfossa e sottoposta a compressione tangenziale. Bertotti *et al.* (1999), attraverso uno studio comparato tra geologia strutturale e stratigrafia delle unità neogeniche, ipotizzano la presenza di importanti raccorciamenti (> di 10 km) che si esplicano attraverso pieghe e sovrascorrimenti a vergenza sud-occidentale, con limitati retroscorrimenti (Fig. 16). Questi raccorciamenti e la vergenza delle strutture rilevate, suggeriscono una connessione cinematica con la

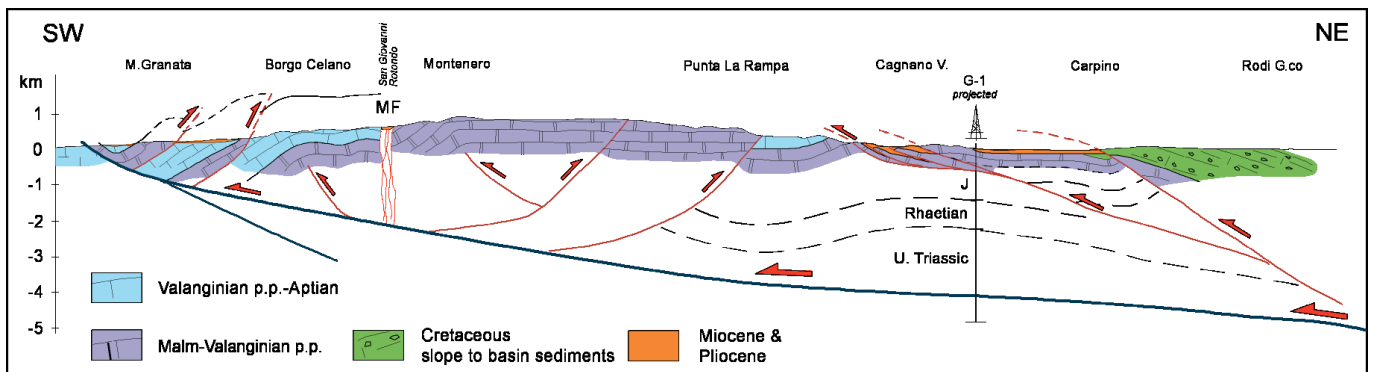


Figura 16 - Sezione geologica del Gargano orientata in senso SW-NE (da Bertotti *et al.*, 1999).

catena Dinarica piuttosto che con quella Appenninica. Brankman e Aydin (2004) analizzando a scala regionale l'intero promontorio riconoscono anche loro una struttura anticlinale con asse in direzione all'incirca N60°W immergente verso nord-ovest. Billi *et al.* (2007), considerano il Gargano come un'area strutturalmente e topograficamente molto complessa, derivante da strutture transpressive sinistre, faglie *strike-slip* e pieghe con *strike* orientato in direzione NO e O. In generale considerano il Gargano come un'estesa anticlinale orientata in senso WNW-ESE tagliata da faglie ad alto angolo e disposte secondo strutture a fiore positive. Queste strutture contrazionali sarebbero collegate al sistema *fold- & thrust belt* appenninico e dinarico-albanese.

Anche per quanto riguarda le varie fasi tettoniche esistono pareri discordanti, sia sul tipo di evoluzione che sulle età dei movimenti.

Alcuni Autori sostengono l'esistenza di fasi tettoniche mesozoiche che avrebbero pilotato l'evoluzione sedimentaria del Gargano (Masse & Borgomano, 1987; Neri, 1993; Borgomano, 2000; Chilovi *et al.*, 2000; Graziano, 2000; Morsilli, 2004; Hairabian *et al.*, 2015). Martinis (1965) e Cremonini *et al.* (1971), imputano ad una fase compressiva cretacea l'assetto anticlinale del promontorio, mentre De Dominicis & Mazzoldi (1989), riferiscono che in *offshore* la tettonica ha influito su questa porzione di piattaforma fin dal Giurassico medio, con faglie anche a carattere trascorrente impostate in corrispondenza degli "alti diapirici" e responsabili dello smembramento in vari blocchi e dell'evoluzione sinsedimentaria della Piattaforma Apula. Altre fasi si sarebbero succedute nel Cretaceo, nell'Eocene e nel Pliocene inferiore. Argnani *et al.* (1996), in base ad uno studio effettuato su numerosi profili sismici e pozzi di esplorazione nel Mar Adriatico, sostengono che la tettonica distensiva, imputabile alla fase di *rifting*, abbia agito fino al Cretaceo inferiore, mentre l'architettura del margine della piattaforma dopo questo periodo sarebbe il prodotto di processi sedimentari. Durante il Cenozoico suggeriscono lo sviluppo di una tettonica di inversione legata a *stress* intraplacca. Ciaranfi & Ricchetti (1980), nello studio eseguito per la elaborazione della carta neotettonica d'Italia, individuano diverse fasi tettoniche nell'intervallo Pliocene-Olocene. La prima fase, iniziata nel Pliocene inferiore, sarebbe responsabile dell'emersione di quasi tutto il promontorio, che in questo periodo assume il ruolo di "avampaese instabile". La seconda fase, coincidente con il Pliocene medio e Pliocene superiore, avrebbe attivato la maggior parte degli allineamenti di faglia presenti nel Gargano. Nella terza fase (Pleistocene), continua la tendenza al sollevamento dell'intero promontorio. Nella quarta fase (Olocene), prosegue il sollevamento dell'area testimoniato sia da depositi di spiaggia sollevati fino a 10 m (Ciaranfi *et al.*, 1983), che dalla reincisione di piane alluvionali. Inoltre, in questo periodo si sarebbero formati i "cordoni" sabbiosi del Lago di Lesina e Varano. L'attività di alcune faglie in questa fase sarebbe testimoniata dai terremoti storici, ge-

nerati lungo degli allineamenti sviluppati principalmente in direzione E-O e mostranti una certa ciclicità (Suhadolc *et al.*, 1982). Ortolani & Pagliuca (1989) attribuiscono le varie strutture ad una tettonica compressiva polifasica, attiva tra l'Eocene-Oligocene ed il Pliocene medio. Le prime fasi eoceniche-oligoceniche sarebbero collegate alle ultime fasi tettoniche delle Dinaridi esterne, caratterizzate da sforzi principali orientati N-S. Al contrario, la tettonica pliocenica, caratterizzata da sforzi compressivi principali orientati ENE-OSO, sarebbe da mettere in relazione alla tettonica appenninica, che avrebbe ripreso ed accentuato le deformazioni createsi nella fase precedente. Anche recentemente l'area garganica sarebbe stata sottoposta ad un campo di *stress* orientato ENE-OSO. Bertotti *et al.* (1999), analizzando i rapporti tra tettonica e sedimentazione neogenica, dimostrano la presenza di un'importante fase deformativa che inizierebbe nel Langhiano, attraverso un raccorciamento dato da pieghe e sovrascorimenti a direzione NO e vergenza verso SO, e persisterebbe fino al Pliocene medio. Durante il Pliocene medio, o durante il Pliocene superiore, l'area garganica sarebbe stata oggetto di un blando raccorciamento in senso NO-SE. Billi & Salvini (2000), sulla base dei dati strutturali rilevati e delle unità stratigrafiche coinvolte nei processi tettonici, sostengono che l'attività lungo le principali faglie nell'area meridionale garganica si sia esplicita esclusivamente dopo il Miocene. Brankman & Aydin (2004) ipotizzano che la deformazione delle successioni garganiche, legata alla strutturazione della catena appenninica, sia iniziata nel Miocene superiore, o subito dopo, e che sia continuata nel Pliocene e forse nel Pleistocene in base alla presenza di possibili terrazzi marini lungo la costa orientale del Gargano. Patacca & Scandone (2004) in base alle deformazioni delle unità neogeniche visibili in numerose sezioni sismiche dell'area di Apricena documentano varie fasi di attività dal Pliocene superiore fino al recente. In particolare, suggeriscono che una delle maggiori faglie dirette presenti orientata in senso ONO-ESE e con rigetto superiore a 500 m, denominata Faglia di Apricena, sia la struttura sismogenetica di uno dei maggiori terremoti distruttivi che ha interessato la Capitanata ed il Gargano nel 1627. Tondi *et al.* (2005), relativamente alla Faglia di Mattinata e alle strutture ad essa associate, suggeriscono una prima fase deformativa trascorrente sinistra durante il Miocene superiore e il Pleistocene medio responsabile dello sviluppo e della crescita di questa struttura, successivamente dal Pleistocene medio (0,65 Ma) fino ad oggi, un'inversione del campo di *stress* avrebbe prodotto dei movimenti destri lungo alcuni segmenti della Faglia di Mattinata stimabili in 0,7-0,8 mm/anno e responsabili di un rigetto cumulativo di circa 120-160 m. Billi *et al.* (2007) distinguono 4 fasi principali di movimento: 1) fase distensiva meso-paleocenica; 2) fase transpressiva del Miocene medio-sup.; 3) fase con faglie trascorrenti del Pliocene medio sup.; 4) fase quaternaria con faglie estensive o transtensive sinistre.

Anche se testimonianze di fasi tettoniche cretache

ed eoceniche sono state documentate in varie parti del Gargano, fino al Miocene inferiore questo promontorio non era stato ancora interessato da importanti dislocazioni e non aveva ancora assunto la morfologia attuale (Bertotti *et al.*, 1999). Questo è testimoniato dalla presenza di sedimenti marini miocenici a quote anche di 500 metri rispetto al livello marino attuale. Questi sedimenti affiorano in numerose località del Gargano come nel Pantano di S. Egidio nei pressi di San Giovanni Rotondo (Borsetti *et al.*, 1970; D'Alessandro *et al.*, 1979; Casolari *et al.*, 2000; Morsilli, 2000a) e a Poggio La Marrella vicino Cagnano Varano (Morsilli, 1998). Secondo Bertotti *et al.* (1999), durante il Miocene superiore inizia ad abbozzarsi la struttura dell'odierno Promontorio con la formazione di pieghe e sovrascorrimenti, mentre il sollevamento vero e proprio inizia nel Pliocene inferiore con lo sviluppo di faglie normali ad andamento NE-SO.

Anche attualmente il Gargano è interessato da movimenti tettonici, lo testimoniano i numerosi terremoti che hanno interessato il Promontorio e le zone limitrofe, alcuni dei quali catastrofici come quello del 30 luglio 1627 (Magnitudo 6.1), del 31 maggio 1646 (M 5.5), del 20 marzo 1731 (M 5.9); del 10 agosto 1893 (M 5.5), del 25 agosto 1925 (M 5.4) (Salvini *et al.*, 1999; Salvi *et al.*, 1999; Borre *et al.*, 2003; Tondi *et al.*, 2005; Milano *et al.*, 2005; Piccardi, 2005; Di Bucci *et al.*, 2006; Del Gaudio *et al.*, 2007; Camassi *et al.*, 2008; Fracassi *et al.*, 2012; Di Bucci & Angeloni, 2013; Kastelic *et al.*, 2013). L'ultimo terremoto del 30 settembre 1995 (M 4.5) è stato poca cosa rispetto a quello del 1627 in cui l'energia liberata è stata quasi 100 volte superiore. Da non dimenticare anche la propensione al rischio tsunami della nostra costa interessata in particolar modo durante il sisma del 1627 quando l'abitato di Lesina fu invaso dalle acque dell'Adriatico provocando numerose vittime

(Guidoboni & Tinti, 1988; Tinti *et al.*, 1995; Tinti & Piatanesi, 1996; Tinti & Maramai, 1999; Morsilli & Scirocco, 2000; Gianfreda *et al.*, 2001; De Martini *et al.*, 2003; Tinti & Armigliato, 2003; Ricci Lucchi *et al.*, 2006; Maramai *et al.*, 2007; Mastronuzzi & Sansò, 2012).

3. MODELLAMENTO SUPERFICIALE E PROFONDO

Per concludere la storia geologica del Gargano consideriamo ora gli aspetti morfologici derivanti dai processi di modellamento che hanno agito sulle rocce garganiche, spesso influenzati dalla tettonica e, dal tipo di rocce disponibili e dalle condizioni climatiche. L'azione combinata di questi fattori, insieme al mare nelle aree costiere, crea una sorta di "scultura" naturale in continua evoluzione.

Dal punto di vista morfologico, il Gargano può essere diviso in quattro zone principali (Fig. 2 e Fig. 17):

- a) una zona nord-orientale, caratterizzata da rilievi collinari con quote comprese fra 0 e 700 m;
- b) una zona centro-occidentale che comprende le aree di maggiore elevazione (Monte Calvo, M. La Serra); è formata in larga parte da un esteso altopiano carsico, interrotto da alcune piccole dorsali di origine tettonica con direzione prevalente in senso NO-SE;
- c) una zona meridionale a sud della Faglia di Mattinata (direttrice Mattinata - S. Marco in Lamis), con terrazzi marini, separati da scarpate di probabile origine tettonica;
- d) una zona costiera marina e lagunare.

- *Area nord-orientale.* Quest'area del Gargano è caratterizzata dalla presenza di un esteso reticolo idrografico superficiale che rende la morfologia alquanto accidentata. Strette valli si alternano a dossi collinari ristretti ricoperti da un'estesa vegetazione (Foresta Umbra). La disposizione dei solchi vallivi principali tende a disporsi

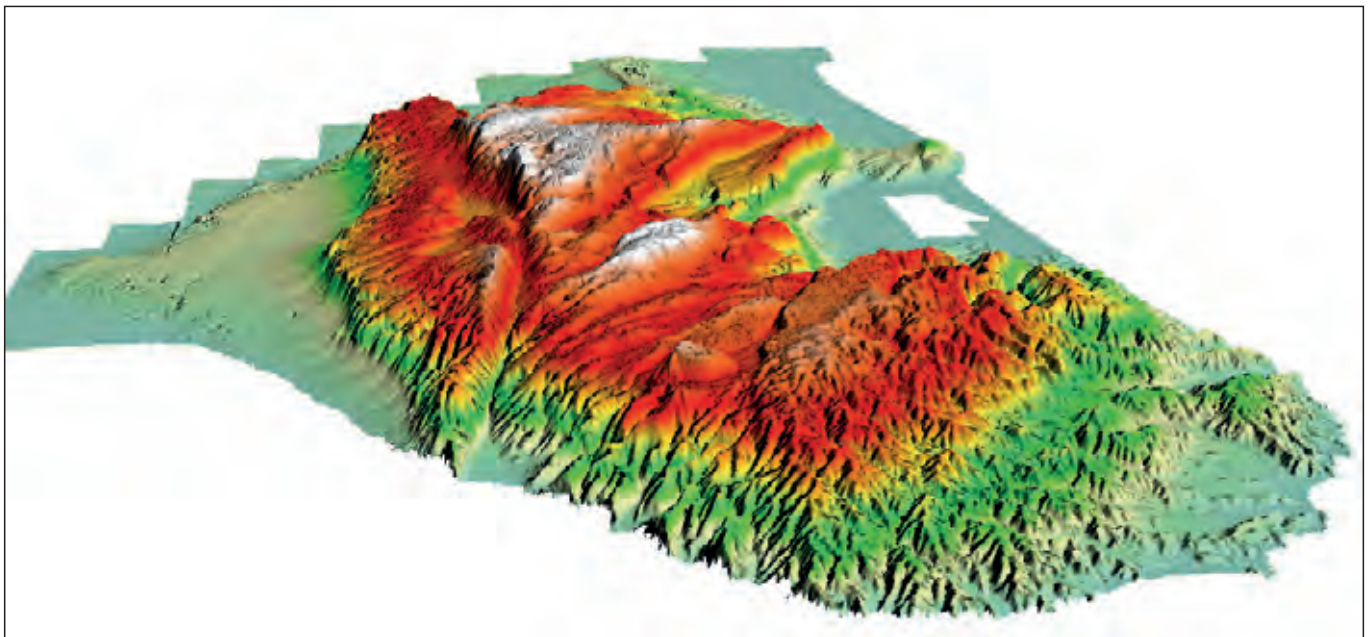


Figura 17 - Elaborazione tridimensionale del Gargano ottenuta dai dati DTM della Regione Puglia (<http://www.sit.puglia.it/>).

a raggiata rispetto all'andamento dell'antico margine della piattaforma Apula, con direzioni variabili da NE-SO a NO-SE. Alcuni dei principali torrenti (T. Romondato, T. Correntino, Vallone La Porta) seguono un andamento differente (circa E-O) probabilmente controllato dalla tettonica, al pari di pochi altri (T. Calinella, T. Chianara, T. Macchio). Nelle aree prossime alla costa tra Peschici e Vieste, l'affioramento di terreni facilmente erodibili (Marne a Fucoidi) ha permesso la formazione di ampi pianori alluvionali spesso terrazzati (Piano Grande, Piano Piccolo, Le Mezzane). Esclusivamente nell'area compresa tra Vico e Ischitella esistono alcuni modesti pianori privi di idrografia superficiale e con doline a fondo ampio e con inghiottitoi carsici in posizione eccentrica (Morsilli, 1994; Anniballi & Sansò, 2000). Questa anomalia morfologica è dovuta all'affioramento di alcuni terreni (Calcari di Monte S. Angelo e Formazione di M. Acuto) con maggiore propensione al carsismo rispetto a quelli affioranti nelle aree adiacenti (Maiolica, Marne a Fucoidi, Calcari di Mattinata, Scaglia, Formazione di Peschici) su cui il reticolo idrografico superficiale è notevolmente sviluppato.

- *Area centro-occidentale.* Nella parte occidentale (area compresa tra i comuni di San Marco in Lamis, Sannicandro e S. Giovanni Rotondo), al cui interno sono presenti i maggiori rilievi garganici (Monte Calvo, Montenero), sono presenti degli estesi pianori in cui l'idrografia superficiale risulta del tutto assente, sostituita da un'elevatissima concentrazione di morfologie carsiche (fino a 80 doline per kmq). Di notevole interesse è la Dolina Pozzatina, una delle maggiori depressioni carsiche italiane (Bissanti, 1966; Castiglioni & Sauro, 2005). Morfologie simili si riscontrano in parte nell'area di Bosco Umbra e ad ovest di Monte Sacro, nella parte centro-orientale del Gargano. Spostandosi verso est e nord (Bosco di Manfredonia, Bosco Quarto, Monte Spigno, Bosco di Gioffo, Coppa Ferrata), la morfologia risulta più accidentata per la presenza di dorsali di origine tettonica orientate in senso NO-SE, separate da ampie valli a debole pendenza (es. Valle Ragusa, Piano Canale, Piano di S. Martino) o con valli chiuse (a Sud di Monte Spigno) riempite da depositi colluviali. In quest'area affiorano sia i calcari oolitici della formazione di Monte Spigno che i calcari di Sannicandro. Nell'area centro-settentrionale del promontorio che si affaccia sul Lago di Varano, si ha una morfologia a gradinata con fianchi acclivi e ampi pianori (Coppa Ferrata, Monte Lo Sfrizzo, Bosco di Gioffo). Anche in questa zona l'idrografia superficiale è quasi del tutto assente, con morfologie carsiche impostate su lineamenti tettonici (polje) e con numerosi campi solcati. Per quanto riguarda il carsismo, numerosi sono gli autori che si sono occupati dell'argomento a cui si rimanda per una revisione completa (Zezza, 1975; Grassi *et al.*, 1982; Baboci *et al.*, 1993; Caldara & Palmentola, 1993; Fusilli, 2003).

- *Area meridionale.* Un primo ampio terrazzo di forma triangolare, che raggiunge la quota di circa 200 m s.l.m., è delimitato a sud-ovest dal Torrente Candelaro

mentre verso nord termina in prossimità dei primi rilievi garganici orientati in senso E-O. I limiti di quest'area corrisponderebbero secondo vari autori a superfici di origine tettonica (Cotecchia & Magri, 1966; Bertotti *et al.*, 1999; Brankman & Aydin, 2004; Billi *et al.*, 2007). L'idrografia superficiale risulta quasi del tutto assente, con valli cieche, qualche rara dolina e campi solcati sulle aree rocciose affioranti. In quest'area affiorano ad Ovest i Calcari di Sannicandro e ad Est la Formazione di Monte Spigno. Nella parte centrale (Casa Lauriola) sono presenti limitati affioramenti dei Calcari di Altamura (Laviano & Marino, 1996). Di notevole estensione risultano anche i depositi alluvionali e i depositi marini terrazzati. Un'altra superficie di origine tettonica (pendio strutturale secondo Bertotti *et al.*, 1999) delimita un secondo altopiano immergente verso sud, largo mediamente circa 5 km e lungo fino a 40 km (Cotecchia & Magri, 1966). Questo terrazzo nelle sue propaggini meridionali è inciso da numerosi solchi vallivi a carattere torrentizio, alcuni profondamente incisi (Valle dell'Inferno, Valle Masselli, Valle Trimitosi, Valle Mattina, Valle Campanile ecc.), con andamento prevalente N-S e NO-SE probabilmente controllato dalla tettonica. Allo sbocco dei principali solchi vallivi sono presenti numerose conoidi alluvionali a debole pendenza che tendono a mascherare il contatto brusco tra le due zone. La morfologia varia notevolmente nell'area compresa tra S. Maria di Pulsano fino a Monte Saraceno, dove si ha un maggiore sviluppo dell'idrografia superficiale. In questa ampia fascia affiorano nella parte occidentale i Calcari di Sannicandro, ricoperti dai Calcari di San Giovanni Rotondo (area di Borgo Celano-S. Giovanni). Verso est (da Valle Trimitosi fino a Posta Capuano) affiora la Formazione di Monte Spigno. Proseguendo verso Est la situazione stratigrafica tende a complicarsi con l'affioramento di tutti i terreni del Cretaceo Superiore fino a quelli eocenici, i quali sono responsabili del cambio morfologico visibile da S. Maria di Pulsano fino a Monte Saraceno. A nord di questa dorsale, si hanno due estesi pianori che formano il Pantano di S. Egidio (Morsilli, 2000a) e l'area di Campolato, completamente chiusi dai rilievi circostanti e di origine tettono-carsica. Il drenaggio di queste aree avviene attraverso condotti carsici, di cui il più famoso è la Grava di Campolato.

- *Area costiera marina e lagunare.* All'interno di quest'area si possono distinguere varie zone con caratteristiche differenti. Le aree costiere settentrionali comprese tra Punta delle Pietre Nere fino a S. Menaio sono prevalentemente sabbiose, con ampie spiagge e dune eoliche (Brondi *et al.*, 1976; Simeoni *et al.*, 1999; Mastronuzzi & Sansò, 2002, 2012; Caldara *et al.*, 2008; De Santis & Caldara, 2015). Lo sviluppo di questi cordoni sabbiosi ha creato delle isole-barriera responsabili della formazione delle lagune di Lesina e Varano (De Angelis, 1967a, 1967b; Boenzi *et al.*, 2006; Ricci Lucchi *et al.*, 2006; Longhitano *et al.*, 2016; Morsilli, Scirocco, *et al.*, 2017). Altre morfologie presenti sull'isola-barriera di Lesina sono rappresentate da lobi spiaggiati (*washover fan*) for-

mati da eventi di tsunami come quello del 1627 (Morsilli & Scirocco, 2000; Gianfreda *et al.*, 2001). Ad est della Laguna di Varano la morfologia è dominata dalla presenza di conoidi alluvionali plurichilometriche (Fig. 2) (Morsilli, 1994, Anniballi & Sansò, 2000). La costa bassa è interrotta nel tratto compreso tra Torre Mileto e Foce di Capoiale, dove sono presenti alcune falesie di modesta elevazione intervallate a piccole spiagge, e in prossimità dell'abitato di Rodi Garganico. Le coste alte sono sviluppate prevalentemente tra S. Menaio e Mattinata, anche in questo caso intervallate a piccole baie con spiagge sabbiose e ghiaiose dove le falesie principali sono soggette a frequenti fenomeni di instabilità, particolarmente accentuati durante i terremoti (Cherubini & Zezza, 1982; Pasculli *et al.*, 2008; Cotecchia *et al.*, 2009; Martino & Mazzanti, 2014).

Per quanto riguarda il carsismo le varie fasi tettoniche, legate principalmente agli eventi tettogenetici dinarici ed appenninici, hanno smembrato questa parte di Piattaforma Apula in vari blocchi dando luogo ad una carsogenesi policiclica (Grassi & Tadolini, 1992). Nella zona di S. Giovanni Rotondo, i depositi bauxitici (Crescenti & Vighi, 1964; D'Argenio *et al.*, 1987) testimonierebbero un ciclo carsico sinsedimentario, che Grassi *et al.* (1982) indicano come Ciclo Protocarsico Turoniano. Sempre gli stessi Autori ascrivono al Terziario (Ciclo Paleocarsico Terziario) le evidenti manifestazioni carsiche epigee ed ipogee, presenti nella zona di San Marco in Lamis - Cagnano Varano - S. Giovanni Rotondo, costituite da altopiani a doline multiple e seriate, insieme a forme più "mature" quali uvala e polje, che in genere seguono un andamento E-O e N-S. Inoltre, anche gli enormi volumi di terre rosse, in alcuni casi "fossilizzate" da depositi pliocenici (Pavia *et al.*, 2010) spesso ricchi di resti paleontologici di notevole importanza (Freudenthal, 1971, 1976; Sardella *et al.*, 2006; E. Patacca *et al.*, 2008; Mazza & Rustioni, 2008; Freudenthal & Martín-Suárez, 2010; Masini *et al.*, 2010; Freudenthal *et al.*, 2013; Iurino *et al.*, 2015), si sarebbero sviluppate durante questo ciclo. Altri riempimenti carsici nelle cave di Apricena-Poggio Imperiale stanno dando alla luce nuove informazioni sui nostri antenati con alcune scoperte importanti a livello internazionale (Arzarello *et al.*, 2007, 2012; Pavia *et al.*, 2012; Zunino *et al.*, 2012; Alba *et al.*, 2014; López-García *et al.*, 2015). Le manifestazioni ipogee sono rappresentate da grotte e condotti carsici sub-orizzontali, con direzioni preferenziali in senso E-O e N-S. Infine, si ha un nuovo ciclo quaternario, pilotato dalla neotettonica, in cui le faglie agiscono da svincolo meccanico, provocando una ulteriore frammentazione delle sequenze carbonatiche, che in questo modo risentono in maniera differenziale gli sviluppi dell'attività carsica (Grassi *et al.*, 1982).

Dal punto di vista idrogeologico i caratteri di permeabilità mista per fratturazione e carsismo delle rocce garganiche hanno permesso l'instaurarsi di una falda acquifera "principale" occupante l'intero promontorio garganico (Cotecchia & Magri, 1966; Zezza *et al.*, 1998; Polemio *et al.*, 2000). Esclusivamente nell'area tra Vico del Gargano e Ischitella, l'instaurarsi di condizioni stratigrafiche particolari, e cioè la sovrapposizione di terreni permeabili (Calcari di Monte S. Angelo e Calcari di M. Acuto) al di sopra di un terreno praticamente impermeabile (Marne a Fucoidi), ha permesso lo sviluppo di una falda "secondaria", completamente isolata da quella principale (Cotecchia & Magri, 1966; Polemio *et al.*, 2000). La falda principale risulta isolata dagli adiacenti acquiferi del Tavoliere delle Puglie, tramite la Faglia del T. Candelaro, che divide il Promontorio dalla pianura, sia dal punto di vista idrogeologico che da quello morfologico (Cotecchia & Magri, 1966). Questa falda principale risulta sostenuta dall'acqua marina, a causa della differente densità esistente tra le due acque. Il livello piezometrico della falda principale si trova poco al di sopra del livello medio del mare in prossimità della costa e del perimetro del Lago di Varano, mentre sale a diverse decine di metri nella parte interna del promontorio (Grassi & Tadolini, 1992). La falda secondaria, di ridotte dimensioni rispetto a quella principale, ha un livello di base (formato dalle Marne a Fucoidi) posto sempre a quote maggiori di 100 m. Il deflusso complessivo di questa piccola falda risulta di circa 150 litri al secondo (Cotecchia & Magri, 1966). Naturalmente, il drenaggio delle due falde viene spiegato da numerose sorgenti (Polemio *et al.*, 2000). Molte sorgenti alimentate dalla falda principale affiorano lungo il bordo del Lago di Lesina e di Varano, ed in alcuni casi all'interno di esso, sotto forma di sorgenti subacquee ascendenti chiamate "polle". Altre sorgenti sono presenti lungo tutto il bordo orientale del Gargano. La falda secondaria viene drenata da numerose sorgenti di versamento con una portata modesta che non eccede i pochi litri al secondo.

CONCLUSIONI

Per concludere, il Promontorio del Gargano è un incredibile archivio geologico, paragonabile ad un antico libro di cui abbiamo letto solo alcune pagine, le altre scritte nelle rocce, nei sedimenti e nei paesaggi devono ancora essere lette e ci permetteranno di conoscere e comprendere appieno la storia geologica di questo affascinante sperone roccioso.

BIBLIOGRAFIA

La bibliografia del presente articolo è disponibile al seguente link:
www.geologipuglia.it/bibliografia-gargano.pdf

INDIVIDUAZIONE DI CAVITÀ SOTTERRANEE MEDIANTE L'UTILIZZO DELLA TOMOGRAFIA ELETTRICA: L'ESEMPIO DELL'IPOGEO DI SANTA CANDIDA, BARI

*Maria Nilla Miccoli¹, Antonio Fiore², Michele Luisi³,
Pietro Pepe⁴, Luigi Spalluto⁵, Salvatore Tancredi⁶*

¹Iscritta ORG Puglia n. 740 - ²Iscritto ORG Puglia n. 133ES - ⁴Iscritto ORG Puglia n. 402

⁵Iscritto ORG Puglia n. 710

³ Iscritto Ordine Ingegneri della Provincia di Bari n. 8887

^{1,2,3,5}Autorità di Bacino della Puglia c/o INNOVAPUGLIA (Ex Tecnopolis CSATA)
Str. Prov. per Casamassima, Km 3 - 70010 Valenzano (BA) – maria.miccoli@adb.puglia.it

^{4,6}Apogeo s.r.l. Via Caduti di Nassiriya 170 - 70022 Altamura (BA)

RIASSUNTO

Nelle aree in cui affiorano estesamente litologie carbonatiche, come calcari e calcareniti, è possibile rinvenire cavità sotterranee, rispettivamente, naturali e antropiche che inducono, sulle aree urbane, un rischio indotto da crollo. Le cavità di origine antropica, ad eccezione di quelle scavate per l'attività estrattiva, solitamente sono prossime al piano campagna per cui sono quelle che interagiscono maggiormente con le opere umane. A tal fine, è molto importante programmare delle campagne di indagini capaci di identificare la presenza di vuoti nel sottosuolo.

Tra le metodologie indirette, le prospezioni elettriche hanno un ampio utilizzo nell'individuazione di anomalie correlabili a cavità prive di acqua e sedimento, in quanto generano un forte contrasto con il materiale circostante a causa dell'alta resistività dell'aria alla corrente elettrica. Diversamente, nel caso di una cavità in rocce carbonatiche e riempita di sedimento, che nel territorio pugliese potrebbe essere costituito da terra rossa, si origina generalmente un'anomalia negativa dovuta ai bassi valori di resistività del sedimento rispetto alla roccia circostante. Qualora la cavità sia riempita da acqua, la sua individuazione è più complessa poiché il mezzo si comporta come un unico corpo conduttivo rendendo più difficile l'interpretazione dei dati.

Programmare un piano di indagini e scegliere quale metodologia utilizzare a seconda delle condizioni del sito, dell'assetto geologico e strutturale atteso e dello scopo da perseguire è un passaggio fondamentale prima di avviare il rilievo stesso. Per esempio, nel caso della tomografia elettrica, va definito quale configurazione elettrodica o array eseguire in sito e quale procedura di elaborazione dei dati attuare.

Nell'ottica di ciò, in questo lavoro, sono stati analizzati i risultati delle indagini geoelettriche eseguite con diverse configurazioni (Dipolo-Dipolo assiale, Wenner e Polo-Dipolo) lungo la stessa linea e su una chiesa rupestre ipogea con posizione nota, denominata Santa Candida, ubicata nell'area meridionale della città di Bari. Questa campagna di indagine tomografica è stata programmata e attuata con lo scopo di applicare diverse procedure di rilievo e di elaborazione dei dati al fine di poter confrontare tra loro le differenti risposte ottenute e, quindi, de-

scrivere la metodologia migliore nella definizione di una cavità sotterranea vuota e prossima al piano campagna.

1. INTRODUZIONE

La presenza di cavità sotterranee, sia di natura antropica sia naturale, inducono una pericolosità potenziale da crollo; di conseguenza, la loro individuazione e localizzazione sono gli elementi più importanti ai fini della corretta pianificazione territoriale. In particolar modo, le cavità sotterranee sono molto diffuse in Puglia per le litologie carbonatiche che caratterizzano l'intero territorio regionale. I calcari sono contraddistinti da cavità naturali per il fenomeno carsico che in essi ha sviluppo, mentre le calcareniti presentano cavità antropiche per la facile lavorabilità del materiale.

L'esistenza di cavità nel sottosuolo solitamente produce contrasti nelle proprietà fisiche, permettendo, in tal modo, l'utilizzo di diversi metodi geofisici di prospezione indiretta nel rilevamento di tali anomalie corrispondenti ai vuoti nel terreno. Una delle più diffuse metodologie, dal punto di vista scientifico e applicativo, è la tomografia elettrica di cui sono ormai ben noti i principi (Griffiths e Barker, 1993).

Un frequente problema nell'applicazione del metodo geoelettrico è quello di determinare quale configurazione elettrodica e quale procedura di elaborazione fornisce un modello di resistività più vicino al modello geologico, ossia, nel caso di studio qui descritto, l'individuazione di cavità sotterranee in materiali carbonatici, situazione frequente in Puglia.

In questo studio, sono state condotte indagini con diverse configurazioni (Dipolo-Dipolo assiale, Wenner e Polo-Dipolo) lungo la stessa linea, ma con posizioni relative centro stendimento-centro cavità differenti. Diverse procedure di inversione (Inversione con tecnica di ottimizzazione non lineare dei minimi quadrati e quella "robusta") sono state condotte sui set di dati per la loro elaborazione. In tal modo, sono state prodotte pseudo-sezioni dai diversi array ed elaborate con entrambe le tecniche di inversione; infine, si sono generate le sezioni ottenute con la sovrapposizione dei dati di tutti gli arrays.

L'oggetto d'indagine è la chiesa rupestre di Santa Candida, ubicata sul fianco destro della Lama Picone, nel territorio meridionale del comune di Bari. L'importan-

za storica e architettonica, che tale ipogeo presenta per il territorio, ha spinto il Comune di Bari e l'Autorità di Bacino della Puglia a firmare un Protocollo d'Intesa, al fine di inserire questo sito nel progetto di monitoraggio ricadente nell'ambito delle attività previste dall'Azione 2.3.6 "Miglioramento del sistema dell'informazione, del monitoraggio e del controllo nel settore della Difesa del suolo", Intervento: "Monitoraggio dei dissesti di carattere geomorfologico del territorio pugliese", previste nel P.O. FESR 2007-2013 (AA.VV., 2015).

Per tale progetto, la Segreteria Tecnica Operativa dell'Autorità di Bacino della Puglia ha svolto attività di rilievo e monitoraggio in sito, elaborazioni e modellazioni informatizzate, affidando all'esterno attività specialistiche, ricadenti nel progetto esecutivo: "Studio e monitoraggio di aree in dissesto geomorfologico nella Regione Puglia per pericolosità da sprofondamento dovuto a cavità antropiche".

Le attività di rilievo previste e svolte, a tal fine, su questa chiesa rupestre e nell'area circostante sono state: rilevamento geologico alla scala 1:5.000, due sondaggi geognostici a carotaggio continuo in cui sono state eseguite due prove down-hole, analisi di laboratorio su campioni di roccia, tomografie elettriche, rilievo laser scanner della cavità e videoispezione di un cunicolo presente in una delle pareti della chiesa rupestre. La posizione e la geometria di tale ipogeo era già nota prima dell'avvio di questo progetto e l'indagine tomografica è stata programmata con lo scopo di applicare diverse procedure di rilievo e di elaborazione dei dati, di confrontare tra loro le differenti risposte ottenute e, quindi, individuare la metodologia che meglio permette la definizione di una cavità sotterranea vuota, ossia priva di acqua o sedimento al suo interno.

2. AREA DI STUDIO

2.1 Caratteri geologici e geomorfologici dell'area urbana di Bari

La chiesa rupestre di Santa Candida è situata nel territorio comunale di Bari e, precisamente, nel quartiere di Poggiofranco. Essa è stata scavata sul fianco destro della lama Picone e si trova a circa 300 m a S della tangenziale di Bari (Fig. 1a).

Le informazioni geologiche di base per la presente ricerca sono state desunte dal F° 438 "Bari" dalla Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000 (Pieri *et al.*, 2011a), dalla Carta Geologica dell'area urbana di Bari (Pieri *et al.*, 2009), dalle note illustrative delle due carte (Pieri *et al.*, 2011b; Pieri *et al.*, 2011c) e da studi più di dettaglio sull'evoluzione cretacea (Spalluto & Caffau, 2010) e quaternaria (Pieri, 1975; Sabato *et al.*, 2010; Spalluto *et al.*, 2010) di questo settore del bordo adriatico delle Murge.

Il substrato sedimentario dell'area in esame è rappresentato da calcari cretacei di piattaforma carbonatica appartenenti alla Formazione del Calcarea di Bari (Valduga, 1965; Ricchetti, 1975; Spalluto & Caffau, 2010). La suc-

cessione cretacea affiorante è costituita prevalentemente da calcari micritici grigio chiaro e bianchi con spessori variabili tra il decimetro e il metro. La tessitura è prevalentemente fango-sostenuta con frequenti intercalazioni di calcari dolomitici e di dolomie grigie. Il contenuto paleontologico di questa successione è costituito essenzialmente da livelli a rudiste e da associazioni microfossilifere a foraminiferi bentonici ed alghe calcaree che consentono una datazione all'Albiano superiore-Cenomaniano inferiore (Spalluto & Caffau, 2010; Pieri *et al.*, 2011a; Pieri *et al.*, 2011b; Pieri *et al.*, 2011c). La continuità laterale degli strati è localmente interrotta dalla presenza di faglie e fratture, orientate circa NO-SE, E-O e subordinatamente NE-SO (Pieri *et al.*, 2011a; Pieri *et al.*, 2011b). Sui calcari di piattaforma poggiano, con un contatto trasgressivo e discordante, depositi calcarenitici plio-pleistocenici di mare sottile appartenenti alla Formazione della Calcarenite di Gravina (Iannone & Pieri, 1979). Nell'area in esame la Calcarenite di Gravina è costituita da calcareniti e calciruditi bioclastiche, poco cementate e molto porose, con uno spessore variabile da pochi metri fino a un massimo di circa 20 m. I primi metri sono caratterizzati da biocalcareniti ricche di resti fossili interi o frammentati, la cui base, al passaggio tra calcarea e calcarenite, può essere evidenziata, a luoghi, da sottili livelli di ghiaie calcaree con abbondante matrice sabbiosa; procedendo verso l'alto, si passa ad un'alternanza di strati e banchi di biocalcareniti, biocalciruditi macro e microfossilifere che, a più altezze stratigrafiche, presentano livelli con alte concentrazioni di alghe rosse (Sabato *et al.*, 2010; Spalluto *et al.*, 2010; Pieri *et al.*, 2011b; Pieri *et al.*, 2011c). L'età della Calcarenite di Gravina è localmente riferita al Pliocene superiore (?) – Pleistocene inferiore (Pieri *et al.*, 2009; Pieri *et al.*, 2011a; Pieri *et al.*, 2011b; Pieri *et al.*, 2011c).

Sulle formazioni carbonatiche del Calcarea di Bari (CBA) e della Calcarenite di Gravina (GRA) poggiano in discordanza lembi residui di depositi marini e continentali terrazzati del Pleistocene medio e superiore attribuibili rispettivamente al supersintema delle Murge e al supersintema delle lame delle Murge (Pieri *et al.*, 2009; Pieri *et al.*, 2011a). Nello specifico, sono riferiti al supersintema delle Murge, cinque ordini di unità regressive a limiti inconformi (sintemi), a composizione mista carbonatica e/o silicoclastica (Sabato *et al.*, 2010; Spalluto *et al.*, 2010; Pieri *et al.*, 2011b; Pieri *et al.*, 2011c). Nell'area del territorio urbano di Bari affiorano solo i tre ordini più recenti (Fig. 1) che sono, dal più interno e, quindi, dal più antico, il sintema di Carbonara (MUB), il sintema di San Pasquale (MUQ) e il sintema di San Girolamo (MUI, visibile solo in Fig. 1a). Nel complesso i depositi regressivi dei tre sintemi sono costituiti da sabbie con frammenti di gusci di lamellibranchi, brachiopodi, echinidi, gasteropodi, foraminiferi bentonici e alghe calcaree e da sabbie siltose e silt. Tali depositi sono riferibili ad ambienti lagunari soggetti a emersioni, ad ambienti marino-costieri e ad ambiente di piattaforma (Sabato *et al.*, 2010; Spalluto *et al.*, 2010; Pieri *et al.*, 2011b; Pieri *et al.*, 2011c).

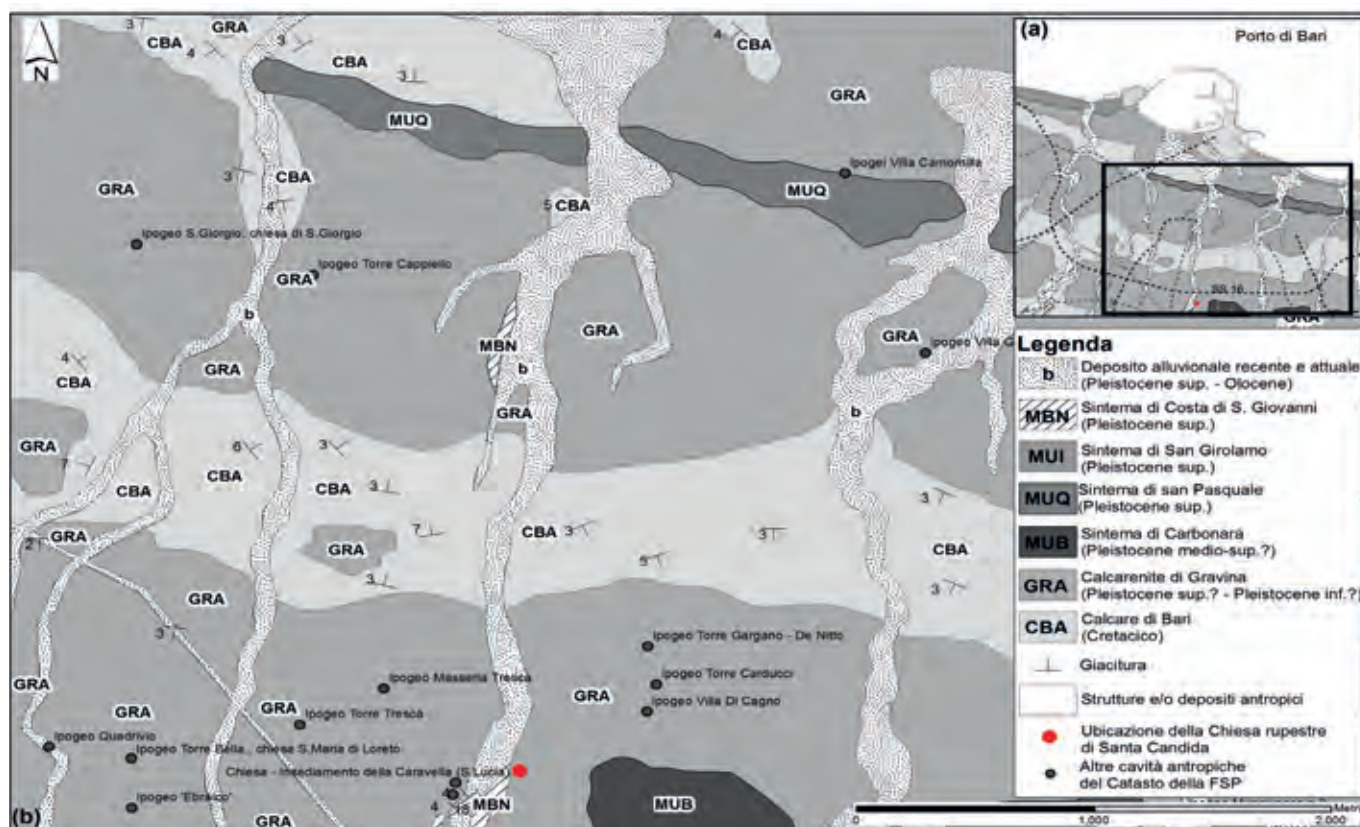


Figura 1 - (a) Carta geologica dell'area urbana di Bari e (b) di dettaglio dell'area a sud di Bari, modificata da Pieri *et al.*, 2009. Sulla Carta geologica (a) sono state aggiunte le ubicazioni delle cavità antropiche, ricadenti nell'area in esame e provenienti dal Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia della Federazione Speleologica Pugliese (<http://www.catasto.fspuglia.it/>).

Sono riferibili al supersistema delle lame delle Murge due ordini di depositi continentali terrazzati, cartografati come sistemi, affioranti qualche metro al di sopra dell'attuale alveo delle lame. Nell'area in esame affiorano alcuni lembi del sistema di Costa S. Giovanni (MBN) che è costituito da depositi alluvionali, caratterizzati da ghiaie spesse 2-3 m, a luoghi cementate, con ciottoli calcarei subarrotondati e matrice siltoso-sabbiosa di colore bruno-rossastro (Fig. 2a).

I sedimenti alluvionali recenti e attuali (b), Pleistocene superiore-Olocene, occupano il fondo delle lame. Sono costituiti da clasti calcarei subarrotondati in matrice siltoso-terrosa di colore rossastro, con rare intercalazioni di silt argillosi. Lo spessore è estremamente variabile e può raggiungere i 10 m nelle aree più prossime al mare (Sabato *et al.*, 2010; Spalluto *et al.*, 2010; Pieri *et al.*, 2011b; Pieri *et al.*, 2011c).

Dal punto di vista geomorfologico, la città di Bari si estende su un tratto di costa rocciosa calcarea bassa del fianco orientale delle Murge, costituito da tre ampi ripiani poco elevati e digradanti verso il mare corrispondenti ad altrettante superfici di abrasione marina delimitate da cigli di erosione. L'area è attraversata da corsi d'acqua a regime torrentizio, localmente noti con il termine di "lame", corrispondenti a incisioni erosive con pareti subverticali e fondo piatto, con andamento perpendicolare alla linea di costa. Il reticolo idrografico e i ripiani di

abrasione marina rappresentano i principali caratteri geomorfologici dell'area di Bari, che invece non presenta, se non come eccezioni, evidenti caratteri carsici di superficie malgrado la natura carbonatica del substrato sedimentario (Pieri, 1988; Gioia *et al.*, 2011).

Al fine di dettagliare la geologia nella zona circostante la chiesa rupestre di Santa Candida, sono stati condotti studi più approfonditi. Il rilevamento geologico alla scala 1:5.000 ha permesso di cartografare un affioramento di calcare, precedentemente non segnalato, in sinistra orografica della lama Picone (Fig. 2b), mentre i due sondaggi geognostici a carotaggio continuo (Fig. 3b) e le tomografie elettriche (Fig. 6) individuano la profondità del contatto tra calcare e calcarenite nei pressi della chiesa rupestre. In particolare, il sondaggio S03, che raggiunge i 18.5 m di profondità, rileva il passaggio a 6.5 m dal piano campagna, mentre il sondaggio S04, che arriva a 20 m, lo individua a 12 m.

I risultati di tali ricerche sono stati rappresentati in una carta geologica (Fig. 3a e b) e in due sezioni geologiche (Fig. 3c e d).

2.2 Caratteri architettonici delle Chiesa rupestre di Santa Candida

La chiesa rupestre di Santa Candida è situata in adiacenza della lama Picone nel comune di Bari ed è solo uno dei numerosi ipogei presenti su questo territorio come ri-



Figura 2 - (a) Dettaglio del sistema di Costa S. Giovanni (MBN), affiorante in adiacenza alla lama e in contatto con il Calcare di Bari sottostante; (b) Fronte in sinistra idrografica della lama dove affiora il Calcare di Bari (CBA) con assetto suborizzontale, su cui poggia la Calcarenite di Gravina (GRA), non visibile in foto.

levato dal Catasto delle grotte e delle cavità artificiali della Puglia della Federazione Speleologica Pugliese (<http://www.catasto.fspuglia.it/>). Essa è datata al IX-XI secolo d.C. (dell'Aquila *et al.*, 2013) ed è scavata nella calcarenite come si riscontra spesso nelle cavità rupestri di origine antropica per la facilità con cui questa roccia tenera può essere lavorata.

Essa presenta un'ampia e articolata planimetria (Tab. 1). La struttura a ventaglio è formata dall'aula quadrangolare centrale da cui si sviluppano quattro navate divise da colonne con archi a tutto sesto che si concludono con cinque absidi (dell'Aquila & Carofiglio, 1985). Questa geometria è visibile sia dalla pianta in Fig. 4, ridisegnata da dell'Aquila e Carofiglio (1985), sia nella planimetria derivante dal rilievo laser scanner e sovrapposta all'ortofoto del 2012 (<http://www.pcn.minambiente.it/GN/>) in Fig. 6.

In realtà, l'attuale estensione della chiesa è inferiore rispetto alle sue dimensioni originali poiché, durante la realizzazione di una scarpata della tangenziale, il fronte più alto della lama è stato sbancato per produrre materiale da utilizzare nei lavori. La parte anteriore della chiesa è stata così distrutta per una profondità di circa 6 m (dell'Aquila & Carofiglio, 1985). Gli ingressi erano originariamente due e perpendicolari tra loro (Fig. 4), come ricostruito tramite vecchie fotografie e planimetrie

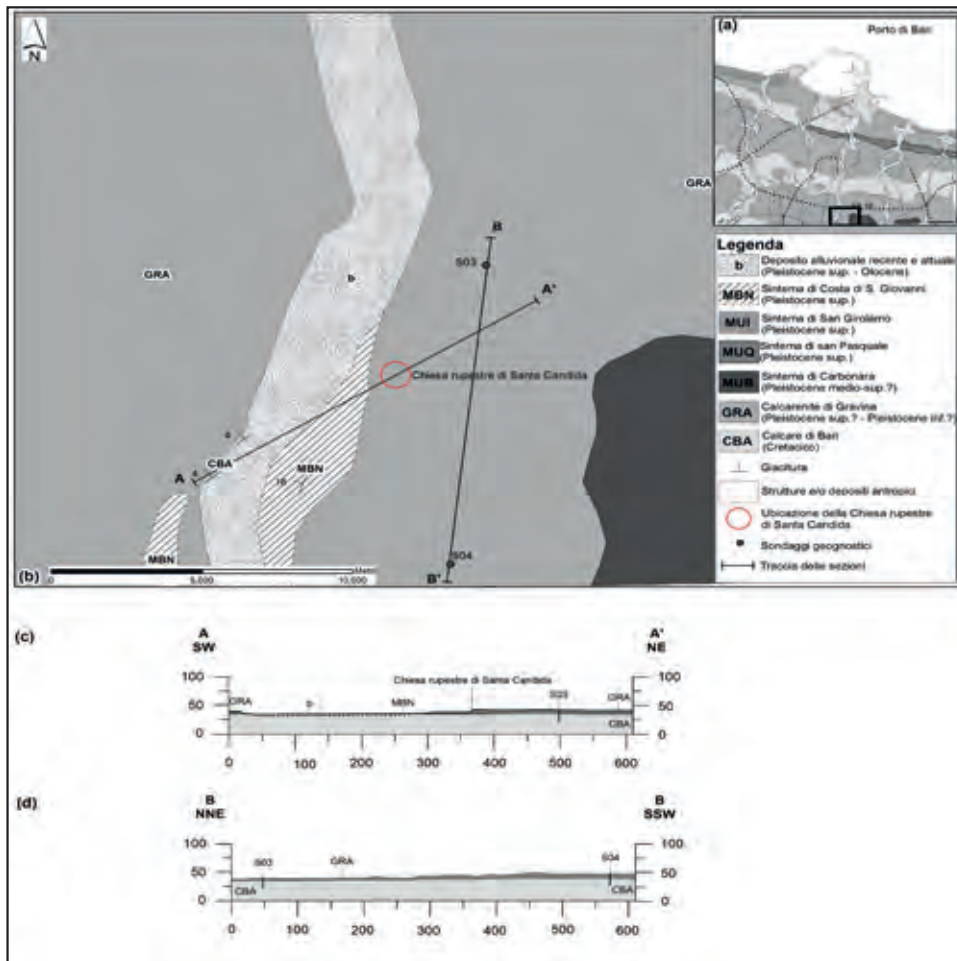


Figura 3 - (a) Carta geologica dell'area urbana di Bari, necessaria per l'indicazione del sito; (b) Carta geologica di dettaglio dell'area circostante la chiesa rupestre di Santa Candida con indicazione dell'area dell'ipogeo, i due sondaggi geognostici realizzati e la traccia delle due sezioni (c e d).

da dell'Aquila e Carofiglio, 1985. Quello esposto a E si immetteva in un ambiente piccolo, con volte a botte, che precedeva l'ingresso della chiesa ed era decorato sui due

lati da arcosòli, ossia elementi decorativi a forma di nicchia. Quello a sinistra è detto "nartece", cioè il vestibolo adibito a sepoltura nelle chiese paleocristiane. L'ingresso

DATI OTTENUTI DAL RILIEVO LASER SCANNER	Area	Perimetro	Lunghezza massima	Larghezza massima
	139 m ²	73 m	16 m	12 m

Tabella 1 - Tabella contenente i dati relativi al rilievo laser scanner condotto all'interno della Chiesa rupestre di Santa Candida.

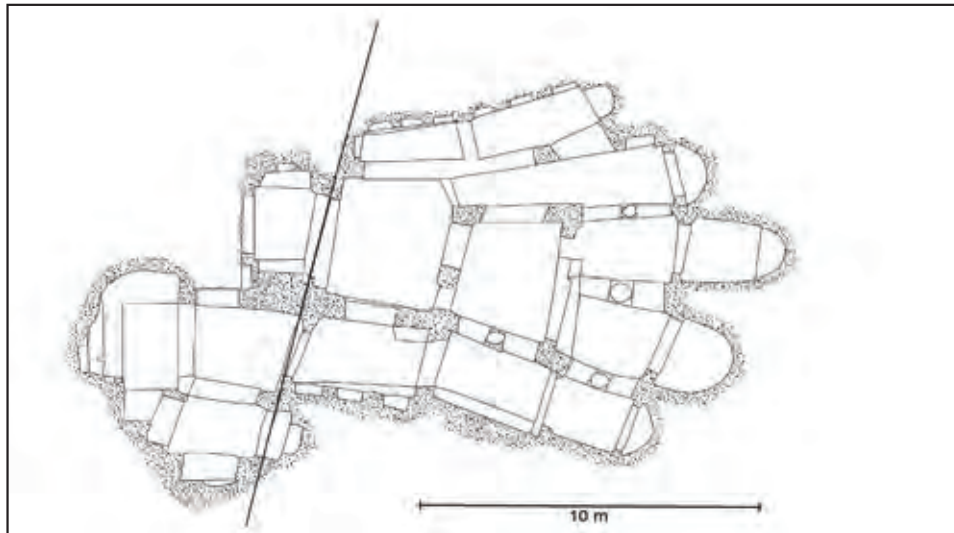


Figura 4 - Pianta della chiesa rupestre di Santa Candida, ridisegnata da dell'Aquila & Carofiglio, 1985. La porzione dell'ipogeo a sinistra della linea nera non è più esistente a seguito dello sbancamento del fronte della lama per la realizzazione di una scarpata della tangenziale di Bari.



Figura 5 - Fotografie della chiesa rupestre di Santa Candida, scattate durante i rilievi: (a) gli ingressi attualmente esistenti dell'ipogeo sono due. Quello di destra è quello corrispondente alla navata di destra. Tra i due accessi si individua una delle alcove. La fotografia è stata scattata durante i rilievi con il laser scanner, infatti è ripreso lo strumento con due dei marker utilizzati come punti di riferimento. (b) La fotografia mostra le colonne e il muretto iconostatico della navata di destra. (c) Le sei arcate cieche decorano la parete sinistra della quarta navata, ubicata a sinistra della chiesa. (d) Iscrizioni ancora visibili all'interno degli absidi sono mostrate nella foto.

a S, invece, si immetteva in tre vani intercomunicanti che dovevano costituire l'abitazione delle persone che si occupavano della Chiesa. Una delle alcove è ancora visibile all'esterno della cavità tra i due collegamenti con l'esterno (Fig. 5a)

L'attuale ingresso, chiuso da una cancellata metallica, corrisponde alla navata destra e non a quella centrale. La prima delle tre campate che costituiscono la navata destra presenta il soffitto piano e, sulla parete a S, una sequenza di tre nicchie alte, strette, poco profonde e rialzate di circa 40 cm dal pavimento. Le altre due campate sono, invece, con volta a botte; la seconda presenta un muretto iconostatico integro (Fig. 5b) e non collegato alla zona presbiteriale e la navata termina con un abside poco profonda.

La navata centrale si biforca in due vani presbiteriali che terminano in due profonde absidi. I due vani sono separati dal naos, ossia dall'aula per i fedeli, dall'iconostasi, ossia un muretto. I vani presbiteriali sono tutti comunicanti tra loro. Nell'aula sono presenti nicchie ad arco alte, strette e disposte a circa 40 cm dal piano di calpestio.

La navata a sinistra di quella centrale è divisa in due campate: la prima voltata a botte, la seconda, invece, dall'andamento curvilineo. Prima della piccola abside sulla parete sinistra c'è una nicchia che sembrerebbe un piano d'appoggio, a sinistra dell'altare, per accogliere le offerte del pane e del vino e per i riti propedeutici alla consacrazione.

La quarta navata della chiesa è diversa dalle altre tre: è divisa in due campate con soffitto piano separata da un arco trasversale e presenta sei arcate cieche ad arco alte e strette, disposte tre per parte lungo le pareti (Fig. 5c). Le arcate cieche sono un elemento diffuso nelle chiese rupestri, utilizzato per rendere otticamente più ampi gli ambienti. Presenti in corrispondenza delle arcate sono le ghiere decorative che mancano, però, sul retro delle arcate tranne su quella di uscita verso il narcece. Questo sembra essere un percorso preciso all'interno della chiesa, sottolineato dalla decorazione architettonica e legato alla funzione religiosa. La presenza di vari fori rettangolari sparsi per i vani della chiesa potrebbero indicare la presenza di elementi d'arredo mobili che, a causa della deperibilità del materiale, come il legno, e per vicende legate all'abbandono del sito, sono andati persi.

All'interno della chiesa non vi è alcuna traccia di affreschi, andati probabilmente distrutti, ma sono ancora visibili una serie di iscrizioni solo nelle absidi (Fig. 5d) ascrivibili a differenti periodi storici, probabilmente corrispondenti alle figure dei Santi oggi scomparse (Giacomo, Tommaso, Erasmo, Elena, Candida).

3. METODOLOGIA APPLICATA NEL RILIEVO CON TOMOGRAFIA ELETTRICA

Negli ultimi venti anni, numerosi studi hanno affrontato il problema di applicare i metodi geofisici nell'esplorazione dei sistemi carsici (es. Hoover, 2003; Chalika-kis *et al.*, 2011; Ezersky *et al.*, 2013). Alcuni di questi

sono stati incentrati su indagini geoelettriche (Leucci *et al.*, 2004; Putiska *et al.*, 2012; Youssef *et al.*, 2012) e, sull'applicazione di questo metodo alle cavità sotterranee vuote, ossia prive di sedimento e/o acqua al loro interno (Martínez-Pagán *et al.*, 2013).

Diverse sono, però, le configurazioni elettrodiche applicabili nel metodo geoelettrico (Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Wenner e Polo-Dipolo) e le tecniche di elaborazione utilizzabili per i dati rilevati. Ognuno di essi ha vantaggi e svantaggi in termini di profondità di investigazione del sottosuolo, di sensibilità alle variazioni laterali o orizzontali e di visibilità del segnale registrato (Zhou *et al.*, 2002).

Un'errata pianificazione delle indagini può inficiare il risultato al punto da rendere non visibili le anomalie. Da ciò è emerso il problema di individuare e definire le procedure migliori per l'identificazione di cavità sotterranee, da cui l'obiettivo del lavoro qui presentato. La conoscenza approfondita che si ha sulla posizione e sulla geometria della chiesa rupestre di Santa Candida, sito in esame, rende l'ipogeo idoneo a sperimentazioni sulla tomografia elettrica, basati sull'applicazione dei diversi array e delle differenti procedure di elaborazione dei dati registrati, e sul confronto dei risultati così ottenuti.

Quattro tracce (TE01, TE02, TE03 e TE04) sono state eseguite nel sito di Santa Candida ubicandole al di sopra della cavità stessa, con spaziature e distanze interelettrodiche diverse al fine di valutare la risposta delle diverse configurazioni elettriche in presenza di cavità (Fig. 6).

Convenzionalmente la tomografia elettrica consente di ricostruire l'andamento del sottosuolo, risolvendo le anomalie superficiali che possono essere originate da variazioni stratigrafiche e tettoniche, come cavità, terra rossa, faglie e fratture, acquiferi sotterranei (Griffiths & Baker, 1993), ma, a sua volta, come tutti i metodi di prospezione fisica che sono metodologie indirette, risentono della complessità del sottosuolo (Chambers *et al.*, 2006).

Il principio su cui il metodo geoelettrico si basa è quello di immettere corrente nel terreno attraverso un dipolo energizzante (indicato solitamente come AB) e di misurare la differenza di potenziale indotta nel terreno tramite un dipolo di misura (definito come MN). Dal valore della corrente immessa nel sottosuolo e dal misurazione della differenza di potenziale indotta nei vari punti di misura si stima la resistività apparente, che rappresenta una media pesata delle resistività del volume di sottosuolo investigato e il suo valore può essere molto diverso nei differenti tipi di array ed è funzione della composizione mineralogica, dalla granulometria, dalla porosità, dal contenuto in acqua della roccia. La formula applicata per la sua determinazione è:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

dove K è un fattore geometrico del dispositivo che dipende dalla geometria del dispositivo e varia al variare delle distanze fra i dipoli; ΔV è la differenza di potenziale, misurata in millivolt, creata sul dipolo MN; I è l'intensità di corrente, misurata in milliamper, generata dal dipolo AB.

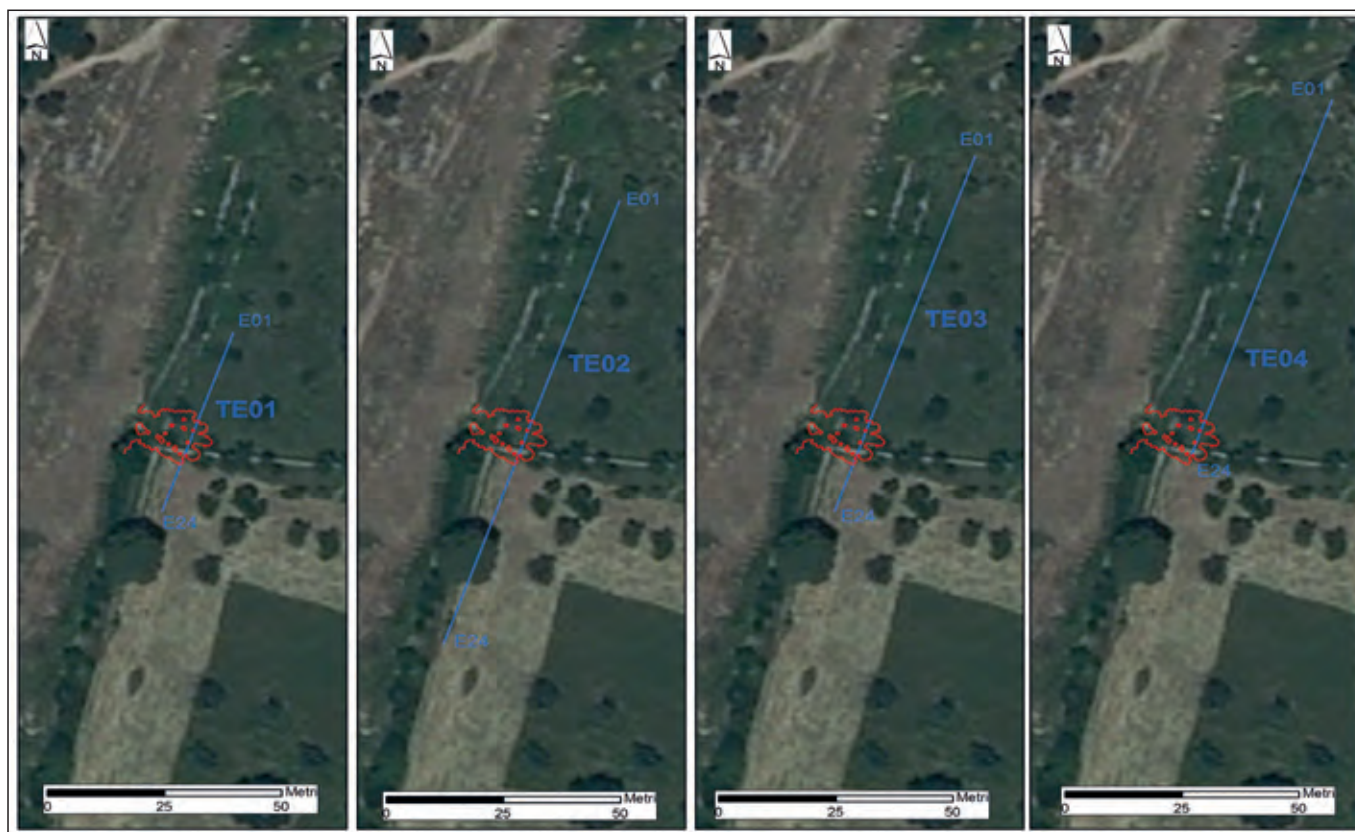


Figura 6 - Ubicazione delle quattro tracce dell'indagine geoelettrica condotta sul sito dell'ipogeo di Santa Candida con la posizione della stessa chiesa rupestre: (a) TE01; (b) TE02; (c) TE03 e (4) TE04.

Partendo dal valore di resistività apparente misurato, attraverso il software viene prima determinata la resistività apparente calcolata e, successivamente, è individuato il modello di resistività del sottosuolo ai fini dell'interpretazione del dato.

Differenti configurazioni elettrodiche (Wenner-Schlumberger, Wenner, Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo) possono essere utilizzate a seconda dal contesto geologico in cui ricade l'area, dalla natura, dall'estensione e dalla profondità delle anomalie di interesse ai fini dell'indagine. Solitamente, la configurazione Wenner-Schlumberger rappresenta spesso un buon compromesso fra i vari array per evidenziare sia le variazioni laterali che verticali, mentre quella di Wenner evidenzia meglio le variazioni di resistività in un sottosuolo stratificato orizzontalmente; il Dipolo-Dipolo assiale ha una maggiore risoluzione nel definire la distribuzione delle resistività apparenti nel sottosuolo lungo direzioni laterali e il Polo-Dipolo consente di raggiungere profondità di investigazione maggiori.

In questo lavoro, le misurazioni di resistività apparente sono state condotte utilizzando 24 elettrodi in acciaio inox connessi mediante cavi elettrici per l'invio della cor-

rente e la misura dei potenziali e tre sono stati gli array applicati (Wenner, Dipolo-Dipolo e Polo-Dipolo), lungo le stesse quattro tracce (Tab. 2): 46 m di stendimento con distanza interelettrodica di 2 m (TE01); 115 m di stendimento con distanza interelettrodica di 5 m (TE02); 92 m di stendimento con distanza interelettrodica di 4 m (TE03) e 92 m di stendimento con distanza interelettrodica di 4 m (TE04). Le tracce (TE01, TE02, TE03 e TE04) sono lungo lo stesso allineamento, ma le posizioni relative centro stendimento-centro cavità non sono state uguali per tutte le indagini eseguite; in particolare, la TE01 e la TE02 sono state ubicate ponendo il centro dello stendimento in corrispondenza della cavità, mentre la TE03 e la TE04 sono state ubicate decentrando lo stendimento rispetto alla cavità.

La strumentazione utilizzata è la *Syscal Pro Switch 96*, mentre le interpolazioni ed elaborazioni dei dati raccolti sono state condotte con il Software *RES2DINV*. I dati iniziali registrati sono stati processati al fine di ottenere le sezioni di iso-resistività (pseudo-sezioni), secondo le configurazioni Wenner, Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo, che consentono di dare un'interpretazione qualitativa circa la

Nome dello stendimento	Lunghezza (m)	Spaziatura elettrodica (m)	Massima profondità di penetrazione (m)	Distanza del primo elettrodo dalla cavità (m)
TE01	46	2	9	~22
TE02	115	5	40	~57
TE03	92	4	35	~69
TE04	92	4	35	~84

Tabella 2 - Tabella contenente i dati relativi alle quattro tracce dell'indagine tomografica (TE01, TE02, TE03, e TE04).

presenza di anomalie nell'ambito degli spessori di terreno investigati, suddivisi in blocchi rettangolari di dimensione e posizione regolare generate automaticamente dal programma. La tecnica di ottimizzazione non lineare dei minimi quadrati è stata impiegata per il programma d'inversione (De Groot-Hedlin & Constable 1990; Loke & Barker 1996), sino ad ottenere la Sezione di Resistività basata sul metodo dell'inversione (Inverse Model Resistivity Section).

Fase successiva e più complessa è stata l'inversione robusta su tutte le pseudo-sezioni, ottenuta attraverso un algoritmo che minimizza la differenza tra il dato misurato in campagna e il dato calcolato dal modello. Questo tipo di inversione si applica preferibilmente nei casi in cui sono attese forti variazioni di resistività lungo superfici ben definite ed ha, pertanto, la caratteristica di evidenziare i contrasti come quelli prodotti dalla presenza di cavità (Loke *et al.*, 2003, Loke, 2004).

In sintesi, ognuna delle quattro tracce (TE01, TE02, TE03 e TE04) ha, a sua volta, tre tipologie di array (Wenner, Dipolo-Dipolo e Polo-Dipolo) elaborate con due differenti metodi di inversione, per un totale di 24 pseudo-sezioni. A questi se ne aggiungono 8, due per ogni traccia, corrispondenti a profili in cui vengono sovrapposte tutte le risultanze delle elaborazioni dei sopra elencati array, con entrambe le inversioni per un totale di 32 pseudo-sezioni.

4. RISULTATI

In tutte le 32 pseudo-sezioni, ottenute come descritto nel paragrafo precedente, sono state individuate tre differenti zone: una superiore che mostra bassi valori di resistività, una intermedia con valori di resistività maggiori e una porzione con valori ancora più elevati. Nel lavoro, qui presentato, sono riportati in Fig. 7, 8, 9 e 10 i profili più rappresentativi e, per rendere più semplice la loro lettura, è stata inserita la proiezione lineare dell'ubicazione dell'Ipogeo di Santa Candida in superficie, al fine di valutarne le influenze sui dati geoelettrici.

I profili di resistività corrispondenti alla traccia TE01 (Fig. 7), individuano uno strato superficiale spesso mediamente 1 m con valori di resistività tra i 20 e i 200 Ωm . Questo strato è attribuibile alla presenza di suolo vegetale mediamente conduttivo, contrapposto ad una zona sottostante con valori di resistività tra i 200 e i 1165 Ωm e di spessore minimo di 7 m, attribuibile ad una calcarenite poco fratturata. Infine, una porzione della sezione presenta alti valori di resistività. Le iso-resistive tendono a sollevarsi nella parte centrale della sezione per la presenza della cavità nota. Questa deformazione è visibile in tutte le pseudo-sezioni, ma nei profili corrispondenti all'array Dipolo-Dipolo, elaborati con entrambe le procedure di inversione (Fig. 7a e b), appare più definita e circoscritta. Inoltre, nelle due sezioni corrispondenti alla configurazione Dipolo-Dipolo, verso SSW, a circa 8 m dall'ipogeo in oggetto, si individua una zona più resistiva, non visibile negli altri profili, probabilmente una cavità.

Nei profili ottenuti con la traccia TE02 (Fig. 8), le tre zone presentano valori di resistività simili a quelli precedentemente descritti, ma gli spessori variano leggermente. Si nota, infatti, che i livelli superficiali di suolo sono spessi circa 2 m, mentre il livello con resistività apparente intermedia (300-900 Ωm) si mantiene sui 7 m circa. Nella parte terminale del profilo geoelettrico di Wenner (Fig. 8a e b), a SSW e a circa 20 m dalla cavità nota, si evidenzia la presenza di una zona conduttiva più superficiale (50-150 Ωm), attribuibile a suolo vegetale o a calcarenite alterata. Nei profili Dipolo-Dipolo e Polo-Dipolo (Fig. 8c e d), tale zona appare più chiara e appare a profondità comprese tra 5 e 10 m; conseguentemente, viene scartata l'ipotesi che essa corrisponda a suolo vegetale a vantaggio di quella che essa sia una calcarenite alterata. Il livello più resistivo (oltre i 1165 Ωm) è quello più profondo corrispondente al calcare. In tutti gli array è visibile un innalzamento delle iso-resistive in corrispondenza della cavità, ma, anche in questo caso, nell'array di Wenner è meno evidente.

La traccia TE03 dell'indagine geoelettrica è posizionata decentrata rispetto alla chiesa rupestre (Fig. 6c). I profili corrispondenti alla traccia TE03 (Fig. 9) hanno risultati confrontabili sia nei valori che negli spessori, seppur, osservandoli con attenzione, con geometrie delle iso-resistive differenti. Si identifica lo strato di suolo superficiale spesso circa 2 m, i livelli intermedi di calcarenite e di calcare alterato e/o fratturato e i livelli profondi calcarei. Inoltre, la cavità nota, posta a circa 6 m dall'ultimo elettrodo a SSW, determina delle strutture circolari nelle isolinee con alti valori di resistività.

La traccia TE04 dell'indagine geoelettrica (Fig. 6d) attraversa solo marginalmente l'ipogeo e la deformazione, che la cavità determina sulle iso-resistive, è meno visibile che negli pseudo-profili visti in precedenza ed è, addirittura, non visibile nei due array di Wenner (sia con inversione normale che robusta) in Fig. 10a e b. Tutti i profili, anche in questo caso, mostrano i tre livelli con resistività differente.

Le pseudo-sezioni ottenute sovrapponendo tutti i set dei dati provenienti dai diversi array (es. Fig. 7c e d, Fig. 9c e d) mostrano contemporaneamente tutte le informazioni delle altre sezioni.

5. DISCUSSIONE

In accordo con le informazioni geologiche ottenute dai rilievi in sito e dai sondaggi geognostici condotti in aree adiacenti all'ipogeo (Fig. 3), le regioni individuate sui profili geoelettrici mostrano uno strato superficiale di suolo vegetale per uno spessore di circa 2 m, al di sotto uno strato di calcarenite tra i 7 e i 9 m che poggia sul substrato di calcare.

Come era prevedibile, l'indagine geoelettrica è fortemente influenzata dal posizionamento della traccia, su cui essa è condotta, rispetto all'ubicazione della cavità. Se la cavità ricade all'interno dello stendimento essa sarà più facilmente riconoscibile e identificabile; infatti, i profili corrispondenti alla traccia TE04, che hanno la cavità ad

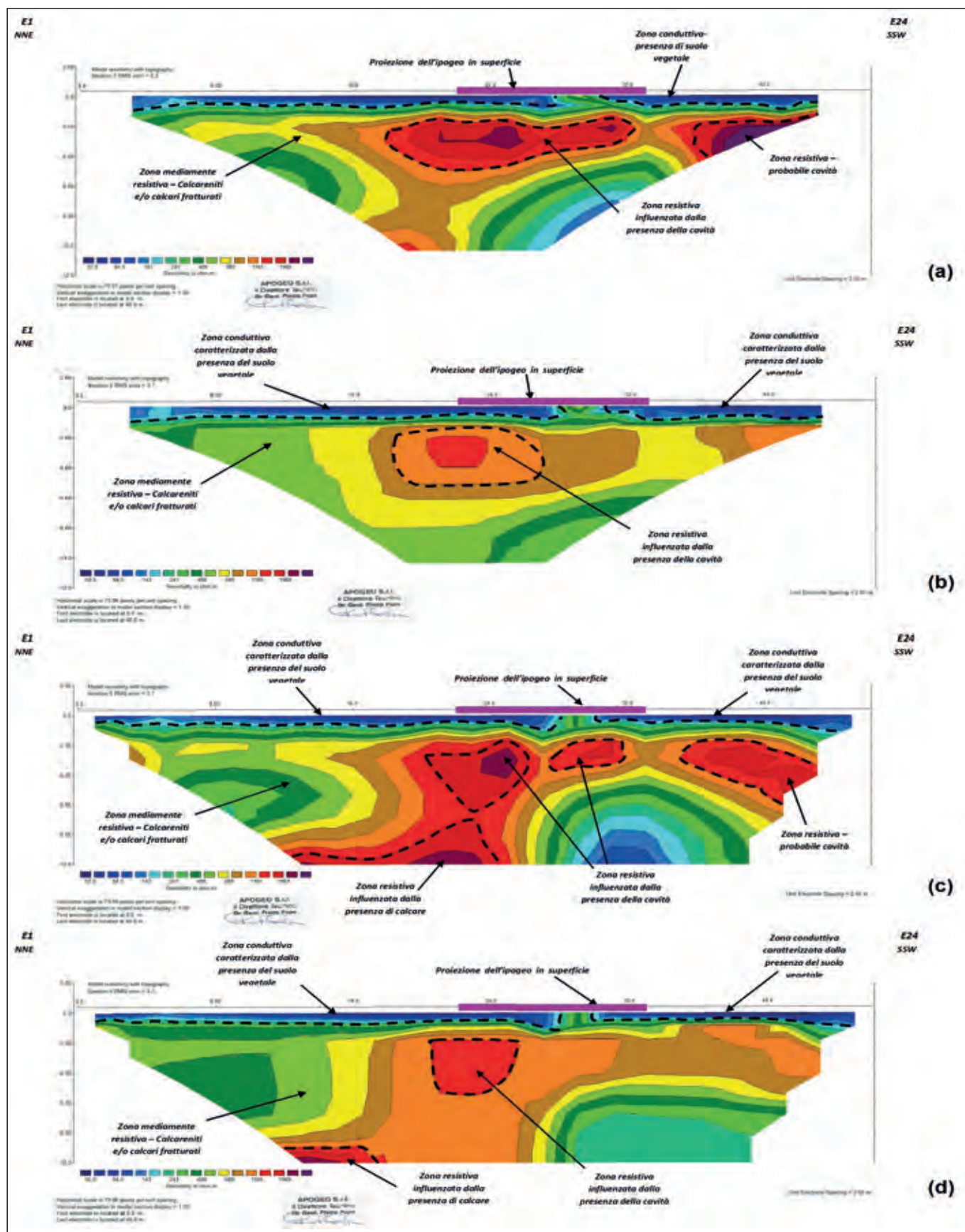


Figura 7 - Pseudo-sezioni condotte lungo la traccia TE01: (a) configurazione elettrodica Dipolo-Dipolo con inversione dei minimi quadrati; (b) configurazione elettrodica Dipolo- Dipolo con inversione robusta; (c) sovrapposizione dei dati provenienti da tutti gli array con inversione dei minimi quadrati; (d) sovrapposizione dei dati provenienti da tutti gli array con inversione robusta.

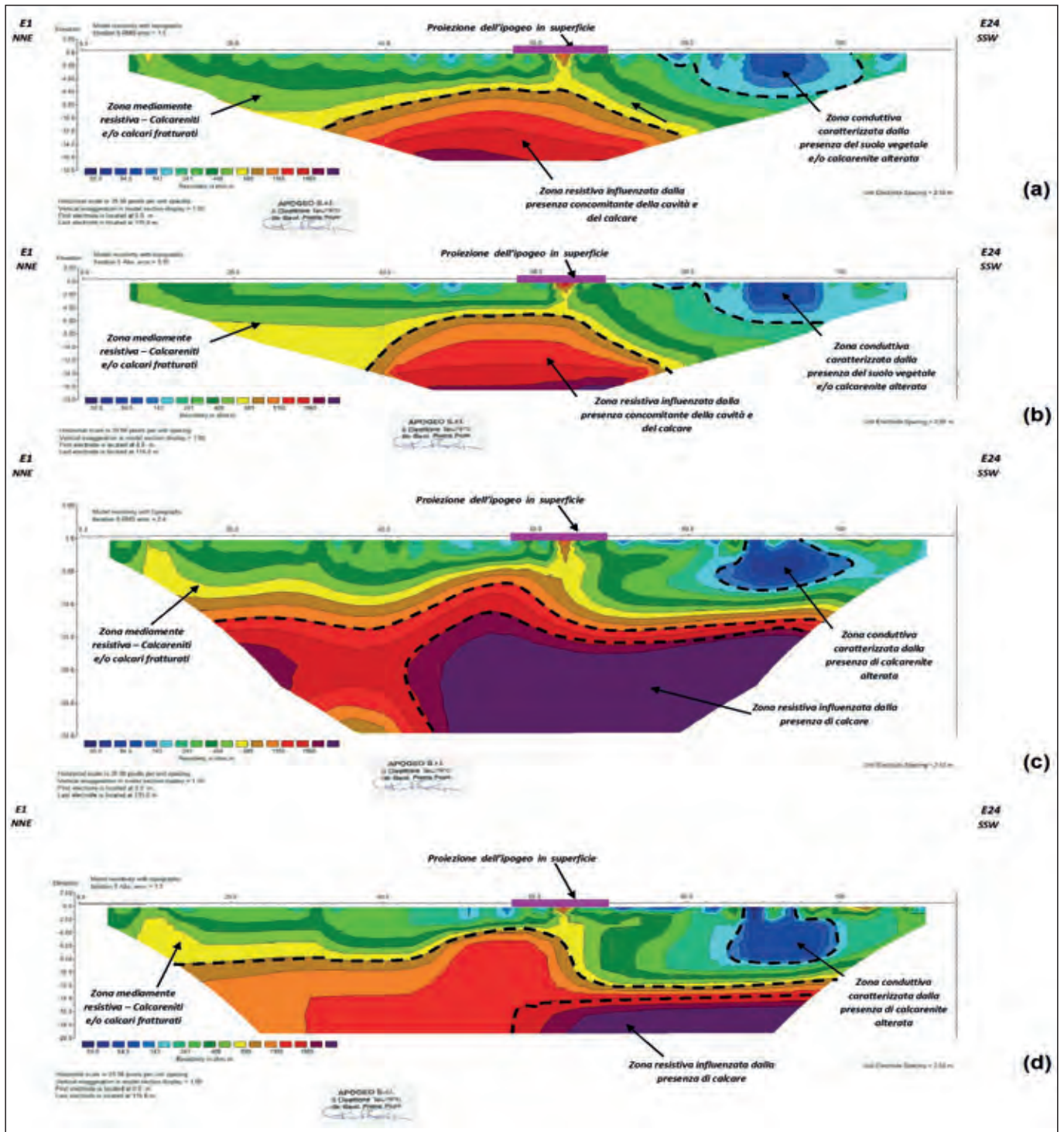


Figura 8 - Pseudo-sezioni condotte lungo la traccia TE02: (a) configurazione elettrodica di Wenner con inversione dei minimi quadrati; (b) configurazione elettrodica di Wenner con inversione robusta; (c) configurazione elettrodica Polo-Dipolo con inversione dei minimi quadrati; (d) configurazione elettrodica Polo-Dipolo con inversione robusta.

un estremo dello stendimento, mostrano un'anomalia più resistiva, senza, però, ben individuarne le geometrie e la posizione.

Il confronto degli pseudo-profilo ottenuti con i diversi array evidenzia che quello che produce una migliore risoluzione della cavità è la configurazione Dipolo-Dipolo. Essa, infatti, esalta le variazioni di resistività apparenti, a conferma di quanto affermato da Zhou *et al.*, 2002 e

Putiska *et al.*, 2012. Differentemente, la configurazione Wenner è quella che si è dimostrata meno sensibile.

I profili ottenuti con l'array Dipolo-Dipolo sono, infatti, precisi nell'ubicazione della cavità e presentano una grande sensibilità nelle anomalie verticali, superiore agli altri array, come ad esempio mostrato in Fig. 11a. Una difficoltà che, però, presenta questo metodo è l'alto rumore di fondo che rende meno evidente il segnale, come

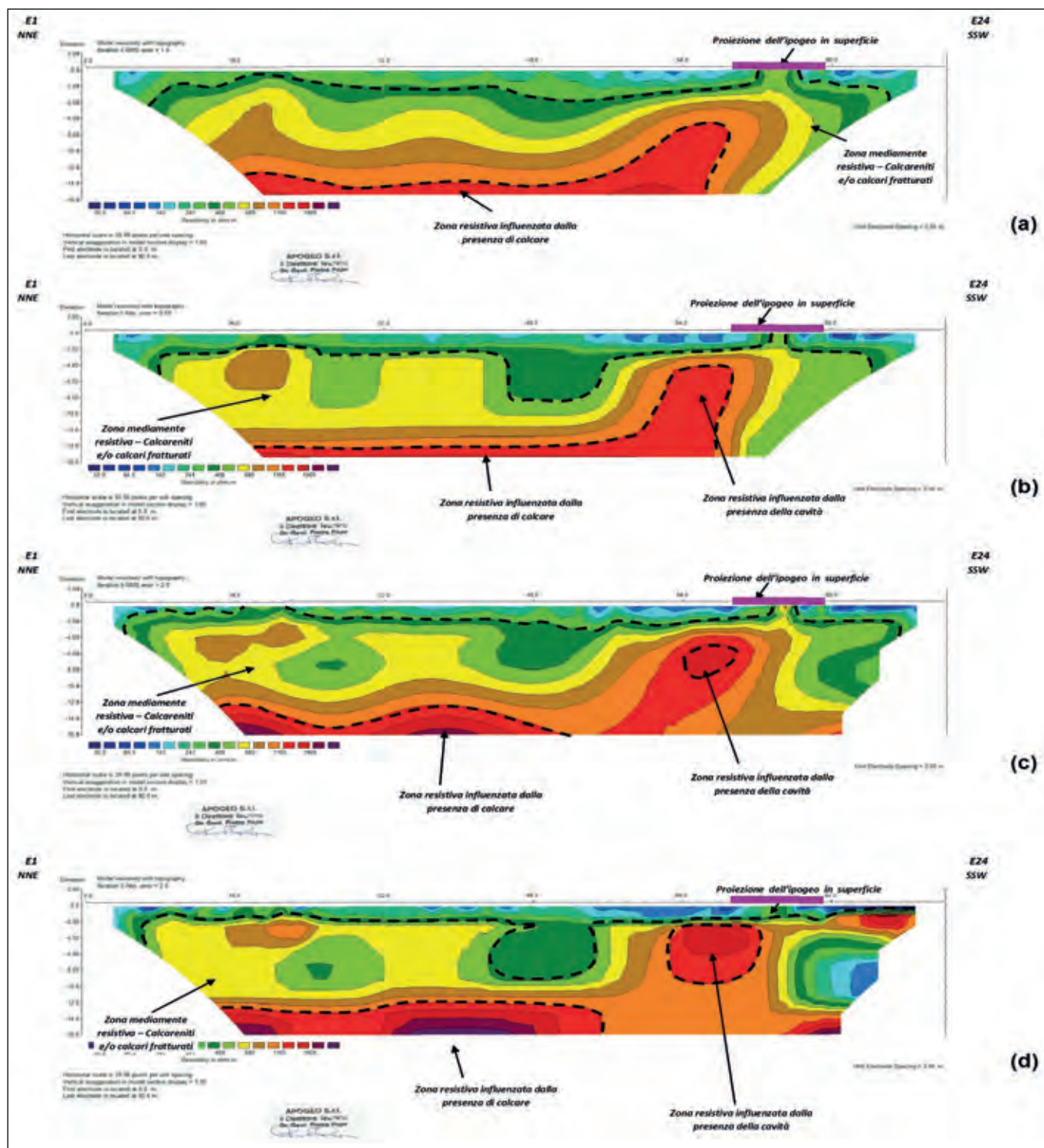


Figura 9 - Pseudo-sezioni condotte lungo la traccia TE03: (a) configurazione elettrodica Polo-Dipolo con inversione dei minimi quadrati; (b) configurazione elettrodica Polo-Dipolo con inversione robusta; (c) sovrapposizione dei dati provenienti da tutti gli array con inversione dei minimi quadrati; (d) sovrapposizione dei dati provenienti da tutti gli array con inversione robusta.

visibile dalla gradazione dei colori corrispondenti ai valori di resistività apparente. Anche le pseudo-sezioni, prodotte dalla sovrapposizione di tutti i dati provenienti da array standard, appaiono valide nell'individuazione delle cavità nel sottosuolo, come ad esempio evidenziato in Fig. 11b. I risultati sono molto simili a quelli del Dipolo-Dipolo, ma la quantità di misurazioni e di dati necessari

a generare queste pseudo-sezioni rende poco vantaggioso tale metodo.

Tutti i set di dati raccolti sono stati elaborati con due metodi di inversione, ossia con tecnica di ottimizzazione non lineare dei minimi quadrati e con inversione robusta. I risultati evidenziano come dei minimi quadrati semplici l'individuazione dell'anomalia per la presenza di ca-

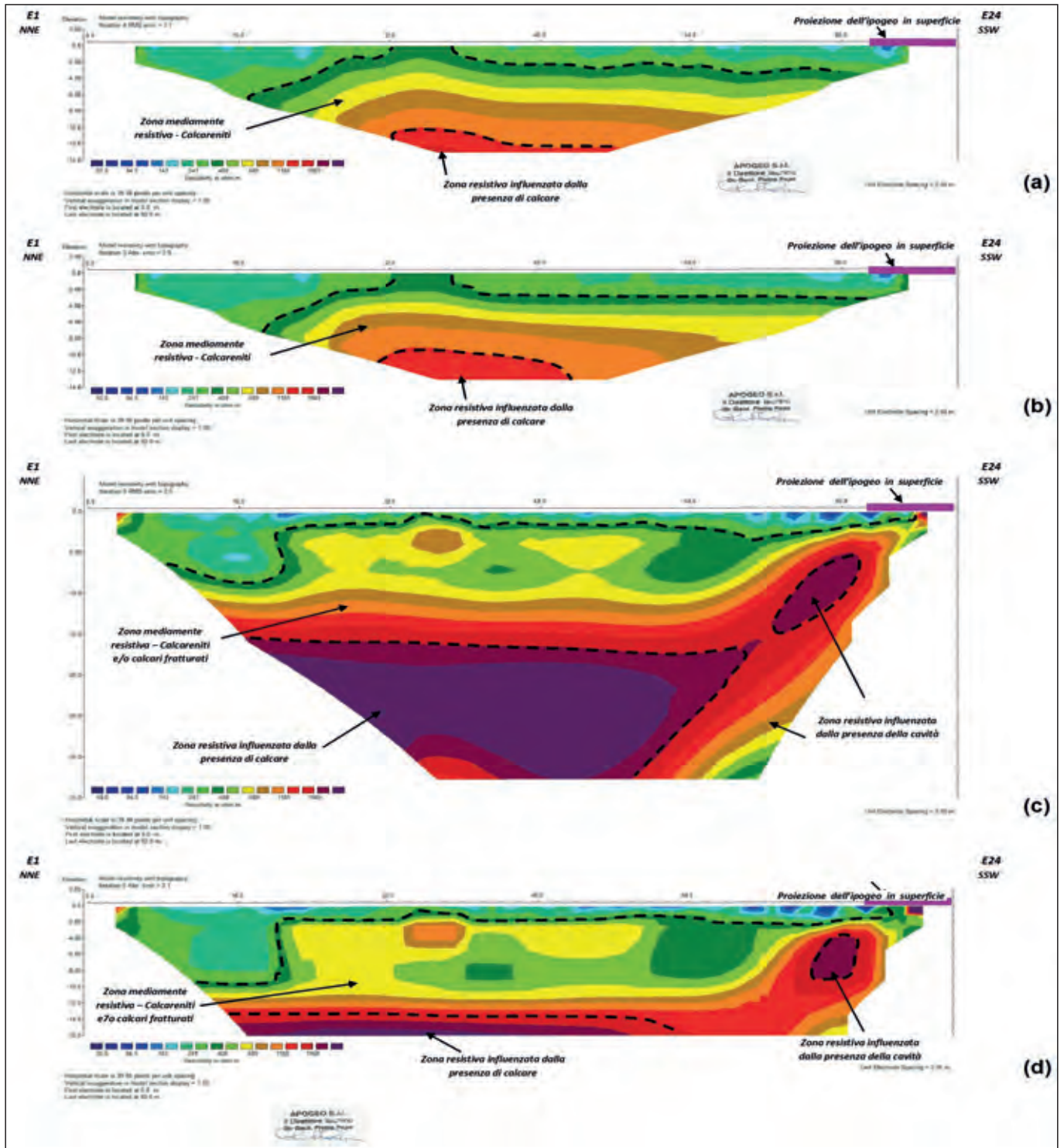


Figura 10 - Pseudo-sezioni condotte lungo la traccia TE04: (a) configurazione elettrodica di Wenner con inversione dei minimi quadrati; (b) configurazione elettrodica di Wenner con inversione robusta; (c) sovrapposizione dei dati provenienti da tutti gli array con inversione dei minimi quadrati; (d) sovrapposizione dei dati provenienti da tutti gli array con inversione robusta.

vità perché questa tecnica tende a far risaltare i contrasti e a livellare i passaggi di valori di resistività più o meno uniformi.

6. CONCLUSIONE

Il caso di studio qui presentato, avente come oggetto la chiesa rupestre di Santa Candida, è la condizione mi-

gliore per poter confrontare tra loro i diversi array applicabili per l'esecuzione di una tomografia elettrica, finalizzata all'individuazione di una cavità sotterranea priva di acqua e sedimento. La conoscenza della posizione e dell'estensione dell'ipogeo, della profondità del contatto tra calcarenite e calcare e, infine, l'area di indagine lontana da aree urbanizzate e, quindi, l'assenza di servizi e

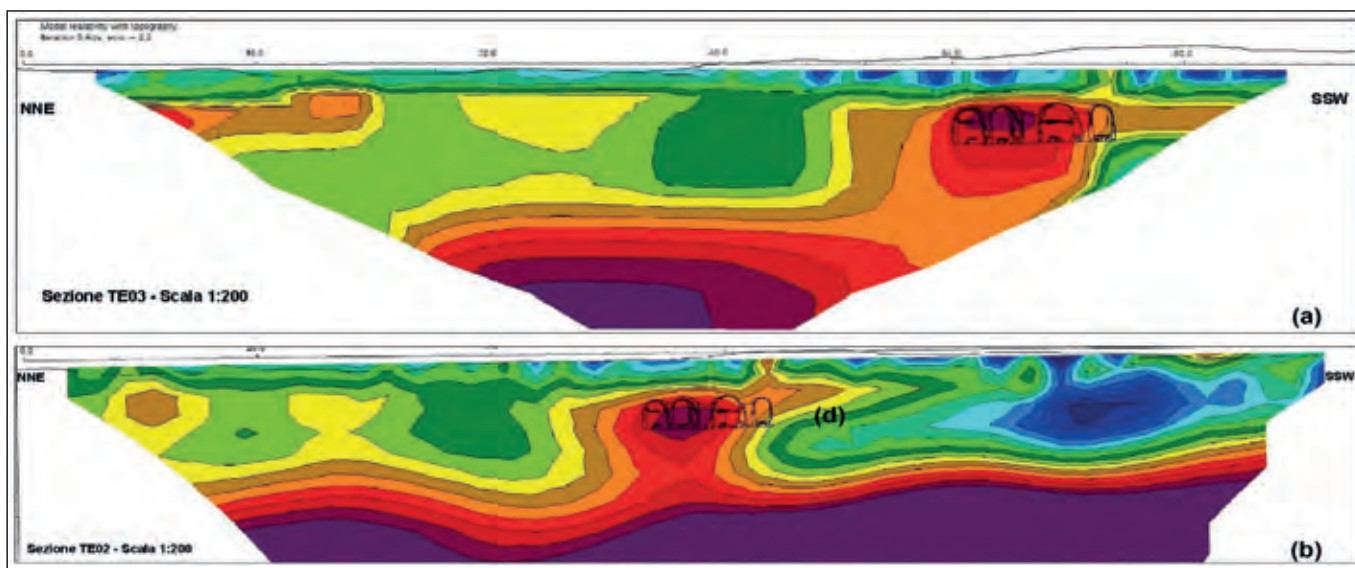


Figura 15 - (a) Pseudo-sezione condotta lungo la traccia TE03 con configurazione elettrodica Dipolo-Dipolo e inversione robusta, su cui è stato sovrapposto il rilievo dell'ipogeo; (b) Pseudo-sezione condotta lungo la traccia TE02 con sovrapposizione dei dati provenienti da tutti gli array e inversione dei minimi quadrati, su cui è stato sovrapposto il rilievo dell'ipogeo.

sottoservizi, che potrebbero ostacolare l'indagine e/o inficiare i risultati delle indagini indirette, rendono l'area idonea a questo tipo di sperimentazioni.

La metodologia applicata, la tomografia elettrica, è un metodo economico, speditivo e non invasivo che, se usato correttamente, permette di avere informazioni sulle strutture presenti nel sottosuolo e indizi importanti che possono permettere di ottimizzare successive campagne di indagini dirette necessarie per la verifica delle anomalie. Le cavità poco profonde, che generalmente sono quelle che inducono una maggiore pericolosità da crollo, sono quelle che, in maggior misura, si prestano a questo tipo di indagine indiretta, in particolare se il litotipo costituente il sottosuolo non è molto resistivo. Questi vantaggi, però, si scontrano con la complessità di situazioni geologiche e con le difficoltà operative che si possono incontrare; per esempio, se una cavità di modeste dimensioni è localizzata immediatamente al di sopra del contatto con il substrato roccioso, l'anomalia generata dalla cavità potrebbe fondersi con gli elevati valori di resistività del substrato rendendo difficoltoso l'individuazione dei passaggi litologici o in caso di aree urbanizzate la resistività del sottosuolo è influenzata e alterata dalla presenza di sottoservizi.

Il problema principale è che non esiste una corrispondenza univoca tra resistività apparente e natura litologica per cui è sempre preferibile pianificare e programmare un insieme di indagini dirette di taratura e utilizzare congiuntamente altre metodologie di indagini indirette. Lo studio condotto sulla chiesa rupestre di Santa Candida ha evidenziato non solo la validità del metodo geoelettrico sull'individuazione di cavità, seppur con dei limiti che possono essere superati correlando i dati e i valori ottenuti con le pseudo-sezioni della tomografia elettrica, con il rilevamento geologico e con le stratigrafie dei sondaggi geognostici in aree adiacenti.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano gli Assessori Giuseppe Galasso e Carla Tedesco, oltre all'ing. Antonio Toritto, del Comune di Bari per la disponibilità e l'interesse mostrato a tale progetto.

Nel lavoro sono presentati i dati delle attività di studio e ricerca finanziati con i fondi POFERS Puglia 2007-2013, Fondo Europeo di Sviluppo Regionale - Asse II - Linea di intervento 2.3 - Azione 2.3.6 "Miglioramento del sistema dell'informazione, del monitoraggio e del controllo nel settore della Difesa del Suolo".

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (2015) - *Allegato 3 della Relazione finale "Monitoraggio dei dissesti di carattere geomorfologico del territorio pugliese"*, P.O. FERS Puglia 2007-2013 Fondo Europeo Sviluppo Regionale - Asse II - Linea di intervento 2.3 - Azione 2.3.6. "Miglioramento del sistema dell'informazione, del monitoraggio e del controllo nel settore della Difesa del suolo", <http://www.adb.puglia.it/public/download.php?view.2568>

CHALIKAKIS K., PLAGNES V., GUERIN R., VALOIS R., BOSCH F.P. (2011) - *Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview*. Hydrogeology Journal, 19, 1169-1180.

CHAMBERS J.E., KURAS O., MELDRUM P.I., OGILVY R.D., HOLLANDS J. (2006) - *Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste disposal site*. Geophysics 71 (6), 231-239. <http://dx.doi.org/10.1190/1.2360184>

DE GROOT-HEDLIN C. & CONSTABLE S.C. (1990) - *Occam's Inversion to generate smooth, 2D models from magnetotelluric data*, Geophysics, 55, 1613-1624.

DELL'AQUILA C. & CAROFIGLIO F. (1985) - *Bari Extra Moenia - Insediamenti rupestri ed ipogei. II Schede*. Quaderni monografici del Comune di Bari a cura dell'Assesso-

rato alla cultura; n. 3; Mario Adda Editore, Bari; 86 - 99.

DELL'AQUILA C., GRECO A., CHIAFFARATA S. (2013) - *Inseguimenti ipogei e rupestri di Bari, 50 anni di studi e ricerche*. Italia-Turchia. Il vivere in grotta lungo le vie della Puglia e della Cappadocia. Mostra - Castello di Palagianello. 1-3 maggio 2013.

EZERSKY M.G., EPELBAUM L.V., AL-ZOUBI A., KEYDAR S., ABUELADAS A., AKKAWI E., MEDVEDEV B. (2013) - *Geophysical prediction and following development sinkholes in two Dead Sea areas, Israel and Jordan Environ.* Earth Sci., 70, 1463-1478. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-013-2233-2>

GIOIA D., SABATO L., SPALLUTO L., TROPEANO M. (2011) - *Fluvial landforms in relation to the geological setting in the "Murge Basse" karst of apulia (Bari metropolitan Area, Southern Italy)*. Journal of Maps, 7, 148-155.

GRIFFITHS D.H. & BARKER, R.D. (1993) - *Two-dimensional resistivity imaging and modeling in areas of complex geology*. Journal of Applied Geophysics, 29; 211- 226.

HOOPER R. A. (2003) - *Geophysical Choices for Karst and Mine Investigations*. Presented at the 3rd International Conference on Applied Geophysics, Hotel Royal Plaza, Orlando, Florida, 8-12 December 2003, 529-38.

IANNONE A. & Pieri P. (1979) - *Considerazioni critiche sui tufi calcarei delle Murge. Nuovi dati litostratigrafici e paleoambientali*. Geogr. Fis. e Din. Quat., 2, 173-186.

LEUCCI G., MARGIOTTA S., NEGRI S. (2004) - *Geophysical and Geological Investigations in a Karstic Environment (Salice Salentino, Lecce, Italy)*. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 9(1), 25-34.

LOKE M.H. (2004) - *RES2Dinv Software*. Geotomo Software Company.

LOKE, M.H., ACWORTH, I., DAHLIN, T. (2003) - *A comparison of smooth and blocky inversion method in 2D electrical imaging surveys*. Exploration Geophysics 34, 182-187.

LOKE, M.H. & BARKER R.D. (1996) - *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method*. Geophys. Prospect. 44, 131-152.

MARTÍNEZ-PAGÁN P., GÓMEZ-ORTIZ D., MARTÍN - CRESCO T., MANTECA J.I., ROSIQUE M. (2013) - *The electrical resistivity tomography method in the detection of shallow mining cavities. A case study on the Victoria Cave, Cartagena (SE Spain)*. Engineering Geology, 156, 1-10.

PIERI P. (1975) - *Geologia della città di Bari*. Mem. Soc. Geol. It., 14, 379-407.

PIERI P. (1988) - *Evoluzione geologica e geomorfologica dell'area di Bari*. Archeologia di una città. Bari dalle origini al X secolo. Edipuglia, pp. 7-20.

PIERI P., SABATO L., SPALLUTO L., TROPEANO M. (2009) - *Carta Geologica dell'area urbana di Bari*. Edizioni LAC, Firenze.

PIERI P., SABATO L., RICCHETTI G., TROPEANO M., DE GIORGIO G., LABRIOLA M., LOTITO G., SPALLUTO L., ZOPPI C. (2011a) - *F° 438 "Bari" della Carta Geologica d'Italia (Progetto CARG) alla scala 1: 50.000*. ISPRA, Roma.

PIERI P., SPALLUTO L., SABATO L., TROPEANO M. CON CONTRIBUTI DI: ANDRIANI G.F., CAFFAU M., LABRIOLA M., MAGGIORE M., MARINO M., WALSH N. (2011b) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 Foglio 438 "Bari"*. ISPRA, Roma.

PIERI P., SABATO L., SPALLUTO L., TROPEANO M. (2011c) - *Note illustrative della carta geologica dell'area urbana di Bari in scala 1:25.000*. Rendiconti online della Società Geologica Italiana, 14, 26-36.

PUTISKA R., NIKOLAJ M., DOSTAL I., KUSNIRAK D. (2012) - *Determination of cavities using electrical resistivity tomography*. In Contributions to Geophysics and Geodesy, Vol 42, 201-211.

RICCHETTI G. (1975) - *Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo delle Murge emersi da indagini nel sottosuolo*. Boll. Soc. Geol. It., 94 (3), 1013-1108.

SABATO L. TROPEANO M. SPALLUTO L., PIERI P. (2010) - *Il nuovo Foglio Geologico 438 "Bari" in scala 1:50.000. Un importante contributo per la conoscenza geologica dell'area metropolitana di Bari*. Geologia dell'Ambiente, 4, 4-14. ISSN 1591-5352.

SPALLUTO L. & CAFFAU M. (2010) - *Stratigraphy of the mid-Cretaceous shallow-water limestones of the Apulia Carbonate Platform (Murge, Apulia, southern Italy)*. Italian Journal of Geosciences. (Boll. Soc. Geol. It.), 129 (3), 335-352.

SPALLUTO L., PIERI P., SABATO L., TROPEANO M. (2010) - *Nuovi dati stratigrafici e cartografici delle Unità Quaternarie del Foglio 438 "Bari" (Puglia - Italia meridionale)*. Il Quaternario, 23, 3-14. ISSN 0394-3356.

VALDUGA A. (1965) - *Contributo alla conoscenza geologica delle Murge baresi*. Studi Geologici e Geomorfologici Sulla Regione Pugliese, 1, 1-14. Bari.

YOUSSEF A.M., EL-KALIOUBY H., ZABRAMAWI Y.A. (2012) - *Sinkhole detection using electrical resistivity tomography in Saudi Arabia*. Journal of Geophysics and Engineering, 9; 655-663.

ZHOU W., BECK B. F., ADAMS A. L. (2002) - *Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography*. Environ. Geol., 42, 922-928.

WEBGRAFIA

<http://www.catasto.fspuglia.it/>

<http://www.pcn.minambiente.it/GN/>