

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Rilevamento geologico e geomorfologico delle  
aree carsiche della Cordillera de la Sal  
(Deserto di Atacama, Cile)

Candidato:  
Luca Pisani

Relatore:  
Prof. Jo De Waele

Correlatore:  
Prof. Marco Antonellini

# INDICE

<b>RIASSUNTO</b> .....	pag.1
<b>CAPITOLO 1: Introduzione</b> .....	pag.2
<b>1.1 Obiettivi generali</b> .....	pag.3
<b>1.2 Organizzazione del lavoro sul campo: “Reading the salt caves of Atacama</b> .....	pag.4
<b>1.3 Acquisizione dei dati</b> .....	pag.5
<b>CAPITOLO 2: Inquadramento geologico</b> .....	pag.6
<b>2.1 Inquadramento geografico</b> .....	pag.6
<b>2.2 Stratigrafia</b> .....	pag.10
<b>2.3 Assetto strutturale della Cordillera de la Sal e del Salar de Atacama</b> .....	pag.13
2.3.1 <i>Inquadramento strutturale della Cordillera de la Sal</i> .....	pag.13
2.3.2 <i>Architettura interna del bacino del Salar de Atacama</i> .....	pag.16
<b>2.4 Reologia e tettonica delle rocce saline</b> .....	pag.18
<b>2.5 Contesto climatico ed inquadramento geomorfologico</b> .....	pag.22
2.5.1 <i>Contesto climatico</i> .....	pag.22
2.5.2 <i>Inquadramento geomorfologico</i> .....	pag.23
<b>CAPITOLO 3: Metodi di indagine</b> .....	pag.28
<b>3.1 Fotointerpretazione e <i>remote sensing</i></b> .....	pag.28
3.1.1 <i>Processing dei dati Pleiades</i> .....	pag.30
3.1.2 <i>Estrazione dei DEM dalle coppie stereografiche Pleiades</i> .....	pag.35
3.1.3 <i>Analisi geomorfologiche ed idrologiche tramite remote sensing</i> .....	pag.38
<b>3.2 Analisi morfometriche e dell’orientamento delle grotte nel sale</b> .....	pag.48
3.2.1 <i>Analisi dell’orientamento strutturale delle grotte tramite elaborazione dei rilievi topografici</i> .....	pag.48
3.2.2 <i>Analisi morfometriche delle grotte tramite elaborazione dei rilievi topografici</i> .....	pag.49
<b>3.3 Rilevamento geologico a scala 1:100’000</b> .....	pag.50
<b>3.4 Analisi strutturali tramite elaborazione di nuvole di punti da fotogrammetria terrestre</b> .....	pag.52
<b>CAPITOLO 4: Risultati</b> .....	pag.54
<b>4.1 Carta geologica della Cordillera de la Sal</b> .....	pag.54
<b>4.2 Rilevamento geologico-strutturale delle grotte nel sale</b> .....	pag.58
4.2.1 <i>Cueva Lechuza del Campanario</i> .....	pag.58
4.2.2 <i>Cueva Mina Chulacao</i> .....	pag.64
4.2.3 <i>Cueva Palacio del Sal (o Caverna della Valle della Luna)</i> .....	pag.66
4.2.4 <i>Cueva de l’Arco de la Paciencia</i> .....	pag.68
4.2.5 <i>Sistema Dario Cressi</i> .....	pag.71
4.2.6 <i>Cueva Apollo II</i> .....	pag.74
<b>4.3 Analisi geomorfologiche e morfometriche delle grotte nel sale</b> .....	pag.76
4.3.1 <i>Analisi dell’orientamento morfostrutturale</i> .....	pag.76
4.3.2 <i>Analisi morfometriche</i> .....	pag.78
4.3.3 <i>Analisi geomorfologiche ed idrologiche</i> .....	pag.80
4.3.4 <i>Novità esplorative e carta del potenziale speleologico</i> .....	pag.81
<b>CAPITOLO 5: Discussione dei risultati</b> .....	pag.84
<b>5.1 Elementi di controllo sul carsismo nella Cordillera de la Sal</b> .....	pag.84
<b>5.2 Tettonica ed evoluzione della Cordillera de la Sal</b> .....	pag.92
<b>5.3 Neotettonica</b> .....	pag.95
<b>5.4 Analisi strutturali tramite elaborazione di nuvole di punti da fotogrammetria terrestre: potenzialità e limiti</b> .....	pag.99
<b>CAPITOLO 6: Conclusioni</b> .....	pag.101
<b>APPENDICI</b> .....	pag.103
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	pag.107

## RIASSUNTO

La *Cordillera de la Sal* (Deserto di Atacama, Cile) rappresenta uno dei luoghi più aridi del pianeta Terra. La sua particolare collocazione geografica e stratigrafica rendono quest'area uno dei territori carsici in rocce saline più importanti al mondo, con oltre 40 cavità ad oggi conosciute e la terza grotta più lunga al mondo nel sale (sistema carsico *Dario Cressi*, oltre 5 km di sviluppo).

La tesi presentata è stata preparata sulla base dei dati di rilevamento raccolti nel corso della spedizione "*Reading the salt caves of Atacama*" finanziata dal National Geographic ed organizzata dall'Università di Bologna e dall'associazione La Venta – Esplorazioni Geografiche, nel mese di Marzo 2018.

A corredo delle analisi di rilevamento geologico e geologico-strutturale sono state effettuate analisi di *remote sensing* ed estrazione di modelli digitali del terreno (DEM), a partire da dati ad altissima risoluzione (coppie stereografiche Pleiades) forniti dall'ESA grazie al progetto "*Atacama: a perfect evaporite karst Martian analogue*".

La tesi ha permesso la realizzazione di una carta geologica di dettaglio in scala 1:100'000 dell'area di studio e la caratterizzazione geo-strutturale e geomorfologica del fenomeno carsico locale. Sono stati inoltre compiuti studi geomorfologici e morfometrici sulle cavità e sui bacini di drenaggio contribuenti, al fine di delineare gli elementi di controllo sulla speleogenesi.

In ultimo, sono state testate le potenzialità di analisi strutturali tramite *processing* di nuvole di punti da fotogrammetria terrestre in una zona di taglio nel settore meridionale della *Cordillera de la Sal*. L'estrazione di elementi strutturali tramite il software è stata confrontata con i dati misurati sul terreno al fine di controllarne la validità e delineare potenzialità e limitazioni di questo approccio metodologico.

## CAPITOLO 1: Introduzione

Le rocce saline costituite da halite rappresentano il materiale comune più solubile della crosta terrestre, con una solubilità pari a 360 g/L a 25°C, circa tre ordini di grandezza superiore rispetto alle rocce carbonatiche e due ordini di grandezza maggiore rispetto alle rocce gessose (Simon, 1981; Hudec e Jackson, 2007; De Waele et al., 2009a, 2017; Frumkin, 2013). A causa di questa elevatissima solubilità, è assai difficile avere le condizioni affinché sia possibile osservare l'halite in estesi affioramenti naturali, in quanto la dissoluzione subaerea e superficiale tendono a rimuovere completamente grandi volumi di roccia in tempi geologici molto rapidi (De Waele et al., 2009a; Frumkin, 2013). I depositi di halite sono comunemente osservati in molti bacini studiati in tutto il mondo, e la loro dissoluzione causa spesso tipiche strutture e fenomeni interni riconoscibili quali diapirismo, brecce da collasso, salinizzazione degli acquiferi e fenomeni carsici (De Waele et al., 2009a; Hudec e Jackson, 2007; Li e Urai, 2016).

Quando il contesto climatico e l'evoluzione del bacino sono tali da permettere la preservazione e l'esumazione della roccia salina in superficie, si instaurano molto rapidamente i processi carsici di origine epigenica e l'erosione meccanica (De Waele et al., 2009a, 2017; Frumkin, 2013), che possono obliterare totalmente ingenti quantità di sale in poche migliaia di anni. Solamente climi iper-aridi (tassi di precipitazione < 200 mm/anno in media) possono consentire la preservazione di tali depositi (Simon, 1981; De Waele et al., 2009a; Frumkin, 2013).

Gli affioramenti di sale presenti sulla Terra sono relativamente giovani: i più antichi risalgono al Precambriano (Bosák et al., 1999; Talbot e Pohjola, 2009; Frumkin, 2013), nonostante questa tipologia di roccia evaporitica fosse già comune in molti bacini sedimentari fin dall'inizio della storia della Terra, durante l'Archeano (Warren, 1997, 2006; Frumkin, 2013). Tuttavia, data l'alta solubilità e la scarsa resistenza all'erosione meccanica, i depositi salini più antichi sono stati certamente asportati e riciclati dai processi sedimentari (Talbot e Pohjola, 2009; Frumkin, 2013). Ad ogni modo, vasti giacimenti di sale sono noti nel sottosuolo di tutti i continenti, mentre estesi affioramenti e territori carsici sono molto meno comuni (Kozary et al., 1968; De Waele et al., 2009a; Frumkin, 2013).

In Iran, i diapiri di sale sono relativamente frequenti, e costituiscono l'ossatura di vaste regioni carsiche attualmente oggetto di molto interesse (Bosák et al., 1999; Bruthans et al., 2010; Zarei e Raeisi, 2010; Frumkin, 2013). Grotte e fenomeni carsici in affioramenti salini sono segnalati anche in Algeria, Siria, Tagikistan, Spagna e Tunisia (Frumkin, 2013), e nella *Vrancea* (Romania) (Ponta, 1986). Tuttavia, è lungo le coste del Mar Morto (Israele e Giordania) che si trovano i più estesi ed importanti affioramenti di halite maggiormente studiati al mondo (Frumkin et al., 1991; Frumkin, 1994a, 1994b, 1996a, 1996b, 1996c, 1997, 1998, 2009, 2013). Infine, la *Cordillera de la Sal* nel Deserto di Atacama (Cile) rappresenta uno dei più eclatanti e significativi esempi di *salt karst*, in quanto si trova in un contesto tettonico fortemente attivo (De Waele et al., 2009a, 2009b, 2017).

Studiare le relazioni tra carsismo e assetto strutturale, nonostante sia un campo di indagine che ha sempre interessato il mondo scientifico e speleologico (Bertolani e Rossi, 1972; Cucchi, 1989; Finotelli et al., 1985; Belvederi e Garberi, 1986; Forbes e Nances, 1997; Hill, 2000; Bentini, 2003; Stafford et al., 2008; Hill e Polyak, 2010; Ghiselli et al., 2011; Klimchouk et al., 2009; Klimchouk 2013; Reitman et al., 2014; Pisani, 2016; Calaforra e Gazquez, 2017; Grandi e Pisani, 2017; Pisani et al., 2018), rimane un settore di studio ancora scarsamente compreso ed aperto a ulteriori ricerche. Inoltre, la possibilità di indagare

dall'interno gli ammassi rocciosi apre grandi potenzialità di applicazione nel campo del rilevamento geologico, della geologia strutturale e dell'idrogeologia delle aree carsiche.

Nel passato l'area di studio è stata oggetto di sporadiche esplorazioni da parte di gruppi speleologici francesi (Sesiano, 1998, 2006, 2007, 2009) e americani (Fryer, 2005). Tuttavia, è solo grazie ad associazioni speleologiche italiane (Commissione Grotte E. Boegan – Trieste; La Venta - Esplorazioni Geografiche) che è iniziata una sistematica ricerca e documentazione delle cavità sotterranee. Inoltre, le peculiari caratteristiche di questo territorio lo rendono un “*perfect analogue*” del pianeta Marte: clima iperarido, presenza di cavità nel sottosuolo e possibili affinità microbiologiche sono solo alcuni degli eventuali elementi in comune con il “pianeta rosso”. Questi campi di indagine hanno consentito il finanziamento di un importante progetto di ricerca e documentazione, organizzato dall'Università di Bologna e sponsorizzato dal National Geographic, nel mese di Marzo 2018. In questa cornice si è sviluppato il lavoro svolto per questa tesi, focalizzato sul rilevamento geologico, la geologia strutturale e la geomorfologia delle aree carsiche della *Cordillera de la Sal*.

## 1.1 Obiettivi generali

La *Cordillera de la Sal* conserva alcuni tra i più importanti e studiati affioramenti al mondo di rocce saline (Macellari et al., 1991; De Waele et al., 2009a, 2017; Padovan, 2003, 2010, 2015; Sticotti, 2015; Rubilar, 2015; De Waele e Padovan, 2016; Rubilar et al., 2017). Questa catena che sovrasta il *Salar De Atacama* è protetta dalla dissoluzione e dall'erosione grazie ad uno dei climi più aridi osservabili sul nostro pianeta (Houston e Hartley, 2003; Houston, 2006; De Waele et al., 2009a, 2017; Ceccherini et al., 2015; Padovan, 2015; Sticotti, 2015). Inoltre, essa è uno degli scenari geologici più interessanti dove poter osservare e studiare un contesto di tettonica convergente attiva in rocce saline (Hudec e Jackson, 2007; Rubilar, 2015; Li e Urai, 2016; Rubilar et al., 2017). Nonostante la completa assenza di vegetazione, gli affioramenti sono spesso sepolti da potenti coltri di depositi sedimentari di varia origine (croste saline, dune sabbiose, *loess* eolico) che ostacolano osservazioni e ricostruzioni della deformazione alla meso-scala. In questo frangente, la possibilità di osservare “dall'interno” la struttura geologica del massiccio attraverso l'attività speleologica, ci consente di mappare e identificare con estremo dettaglio le caratteristiche strutturali e tettoniche di questo interessante settore della catena Andina, ancora oggi tema di studio, approfondimenti e dibattito scientifico (Wilkes e Görler, 1988, 1994; Scheuber and Andriessen, 1990; Macellari et al., 1991; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

Questo lavoro di tesi ha avuto i seguenti obiettivi e scopi, approcciati attraverso diverse metodologie, dal telerilevamento, al rilevamento geologico in superficie ed in grotta, ed infine a tecniche di modellizzazione digitale 3D ed elaborazione dati (fotogrammetria terrestre):

- 1) Caratterizzazione geomorfologica e strutturale delle grotte nel sale della *Cordillera de la Sal*;
- 2) Rilevamento geologico a scala 1:100'000 della *Cordillera de la Sal*;
- 3) Estrazione di elementi geomorfologici e strutturali tramite indagini da immagini satellitari ad altissima risoluzione;
- 4) Elementi di controllo sulla speleogenesi delle grotte nel sale della *Cordillera de la Sal*;
- 5) Analisi geo-strutturali da fotogrammetria terrestre e *processing* di nuvole di punti.

Nei prossimi capitoli verranno presentati i metodi, i risultati, e le principali discussioni riguardo il lavoro svolto.

## **1.2 Organizzazione del lavoro sul campo: “*Reading the salt caves of Atacama*”**

Le ricerche e il lavoro svolto per questa tesi si sono avvalse di un periodo di permanenza nell’area di studio di circa un mese, a marzo 2018. La spedizione nel Deserto di Atacama è stata organizzata dall’Università di Bologna e dall’associazione La Venta – Esplorazioni Geografiche, grazie al finanziamento di un *grant* del National Geographic, volto alla ricerca, esplorazione, documentazione e studio delle grotte nel sale del Deserto di Atacama.

Il progetto, dal titolo “*Reading the salt caves of Atacama*”, ha avuto una triplice natura:

- 1) Scientifica;
- 2) Esplorativa;
- 3) Documentativa.

I principali obiettivi scientifici della spedizione sono stati quelli di eseguire scansioni laser (tecnologia lidar, modello LEICA P40 della VIGEA – Virtual Geographic Agency, di Reggio Emilia) nelle principali cavità dell’area carsica (utili per studi di monitoraggio, morfometria ad altissima risoluzione, struttura e speleogenesi), effettuare campionamenti microbiologici, mineralogici e studi microclimatici nell’ambiente grotta, ed infine realizzare studi geologici, geomorfologici e strutturali (oggetto della mia tesi di laurea).

Per quanto riguarda invece la natura esplorativa del progetto, è stato scelto di intraprendere sistematiche ricerche in aree speleologicamente “vergini” del territorio meridionale della Cordillera. In questa regione si aprono una quarantina di cavità ad oggi note, e probabilmente più del doppio sono ancora da scoprire (Padovan, 2015; Sticotti, 2015; De Waele e Padovan, 2016). L’esplorazione geografica di questi luoghi rappresenta una sfida molto impegnativa non soltanto per le difficili condizioni di progressione nell’ambiente ipogeo, quanto più per le estreme caratteristiche del territorio in superficie: un deserto in cui le temperature diurne al suolo sfiorano i 70°C nelle ore più calde, con escursioni termiche tali da indurre fenomeni di dilatazione-contrazione risultanti in tipici “schicchi” della roccia, in alcuni momenti inquietanti, soprattutto durante le notti di permanenza all’aperto (Padovan, 2015).

L’esplorazione speleologica, oltre a estendere i confini “geografici” conosciuti all’uomo, permette di raggiungere luoghi inesplorati della crosta terrestre dove i processi naturali non sono mai stati intaccati dalle attività antropiche. Questo luogo della Terra risulta ancor più importante in quanto possibile analogo marziano per quanto riguarda la possibilità di trovarvi vita microbiologica adatta ad ambienti ipersalini, iperaridi e privi di luce, come quelli che ci si aspetta di trovare nel sottosuolo del “pianeta rosso”.

Infine, la terza ed ultima finalità della spedizione è stata quella di effettuare una documentazione completa, esaustiva e dettagliata delle cavità esplorate e studiate. L’aspetto documentativo, oltre ad essere un fondamentale strumento per la ricerca scientifica e per la tutela degli habitat ipogei (Moro, 2013), rappresenta una risorsa indispensabile per la gestione territoriale, la possibile fruizione turistica di ambienti naturali, ed un potente mezzo di comunicazione per valorizzare il patrimonio naturalistico e geologico di un territorio (Badino e Chiesi, 2008).

Per tutto il periodo della spedizione è stata utilizzata come base operativa e logistica l’hotel Cpaknati (San Pedro de Atacama). Per la maggior parte della spedizione, tuttavia, siamo stati

impegnati in campi esterni di più giorni, alternando squadre addette all'attività sul campo e una squadra di appoggio a San Pedro de Atacama. Per quanto riguarda gli spostamenti si è viaggiato nel deserto con veicoli a quattro ruote motrici per raggiungere la base della Cordillera nelle zone più distanti, per poi progredire a piedi verso gli ingressi delle grotte. I viaggi sono stati uno dei momenti più delicati della spedizione in quanto il terreno del Salar, spesso ricoperto da diversi metri di croste evaporitiche che rivestono depositi di fango e sabbia, rappresenta uno degli ambienti più ostili dell'area.

Oltre alle attrezzature personali e all'equipaggiamento tecnico da speleologia, la spedizione ha avuto la possibilità di utilizzare un generatore di corrente da campo per poter ricaricare i dispositivi elettronici e la strumentazione tecnica durante i periodi di permanenza all'esterno, nel quale si è pernottato all'interno delle grotte, in tende da campeggio nei pressi degli ingressi o all'addiaccio.

### 1.3 Acquisizione dei dati

I risultati presentati in questa tesi sono il prodotto di numerosi dati, in parte provenienti dal lavoro sul campo, in parte da acquisizioni da remoto (immagini satellitari ad alta ed altissima risoluzione).

La spedizione nel Deserto di Atacama è stata infatti preceduta da una fase preliminare di *remote sensing* dell'area di studio, nell'ottica di inquadrare le principali e potenziali aree carsiche di maggior interesse nei territori inesplorati della Cordillera. Le immagini ad alta risoluzione utilizzate in prima battuta fanno parte dei prodotti Sentinel-2 del programma spaziale *Copernicus* dell'ESA (European Space Agency), oltre a quelle disponibili tramite il software gratuito *Google Earth Pro*.

Successivamente, per essere in grado di gestire elaborazioni grafiche e cartografiche per analisi più dettagliate, è stata finalizzata una richiesta all'ESA per ottenere accesso al database dei prodotti dei satelliti Pleiades (fino a 0.5 m di risoluzione spaziale al suolo) di proprietà Airbus – Intelligence, Defence and Space.

Per quanto riguarda l'accesso ai dati, grazie al progetto sottomesso all'ESA, dal titolo "*Atacama: a perfect evaporite karst Martian analogue*", abbiamo ottenuto un finanziamento per acquistare 600 km<sup>2</sup> di coppie stereografiche Pleiades, tali da avere una copertura completa di tutta la Cordillera. Questo applicativo permette l'accesso a database di immagini satellitari di proprietà dell'ESA o di terze parti (come nel nostro caso), a scopo di ricerca scientifica nel campo delle Scienze della Terra, Scienze Planetarie e *remote sensing*. Tutte le immagini Pleiades utilizzate in questa tesi di laurea provengono dagli archivi di proprietà Airbus e sono quindi vincolate da *copyright* ad uso esclusivo dei collaboratori del progetto sopra menzionato.

Per quanto riguarda invece i modelli tridimensionali, le nuvole di punti e i prodotti fotogrammetrici acquisiti sul campo e nelle grotte di sale durante la spedizione, esse sono di proprietà dell'impresa VIGEA – Virtual Geographic Agency e dell'associazione La Venta, rese disponibili per gli studi scientifici affini al progetto "*Reading the salt caves of Atacama*".

## CAPITOLO 2: Inquadramento geologico

### 2.1 Inquadramento geografico

L'area di studio della *Cordillera de la Sal* si trova nel cuore delle Ande centrali (Fig.1). L'orogene andino, la più grande e vasta catena montuosa al mondo, raggiunge 8.000 km di lunghezza ed oltre 240 km di larghezza (Isacks, 1988; Ramos, 2009). Essa rappresenta uno degli esempi più spettacolari di margine continentale attivo sulla Terra (Ramos, 2009; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017), in cui la subduzione della placca di Nazca al di sotto della placca sud-americana, iniziata nel Giurassico inferiore, prosegue ancora oggi (Isacks, 1988; Ramos, 2009; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

In questo limite di placca la convergenza è registrata ad una velocità variabile tra 50 e 150 mm/anno da circa 50 Ma, con valore medio di circa 6.6 cm/anno (Pardo-Casas e Molnar, 1987; Somoza, 1998; Ramos, 2009; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

L'orogenesi andina ha prodotto un'articolata catena di archi vulcanici prevalentemente a direzione N-S, come conseguenza di variazioni nello spessore della crosta, elevata deformazione e intensa attività magmatica. L'evoluzione tettonica della catena a partire dal Cretaceo ha generato un complesso paesaggio caratterizzato da alte ed aspre montagne (le cime maggiori superano i 6000 m di altitudine), separate da bacini sedimentari di varia natura (Jordan et al., 1983a, 1983b; Charrier et al., 2007; Ramos, 2009; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

In questo contesto, le Ande centrali spiccano come uno dei siti di maggiore interesse per la ricerca nel campo delle Scienze della Terra, in quanto in questa regione si trova il secondo altopiano più sviluppato al mondo, l'*Altiplano-Puna Volcanic Complex*, con una larghezza di circa 350 - 400 km, 2000 km di lunghezza e oltre 4000 m di altitudine media (Ramos, 2009; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017). Inoltre, in questa zona delle Ande si registrano spessori crostali che superano i 60 km in media (Isacks, 1988; Yuan et al., 2002; Ramos, 2009; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

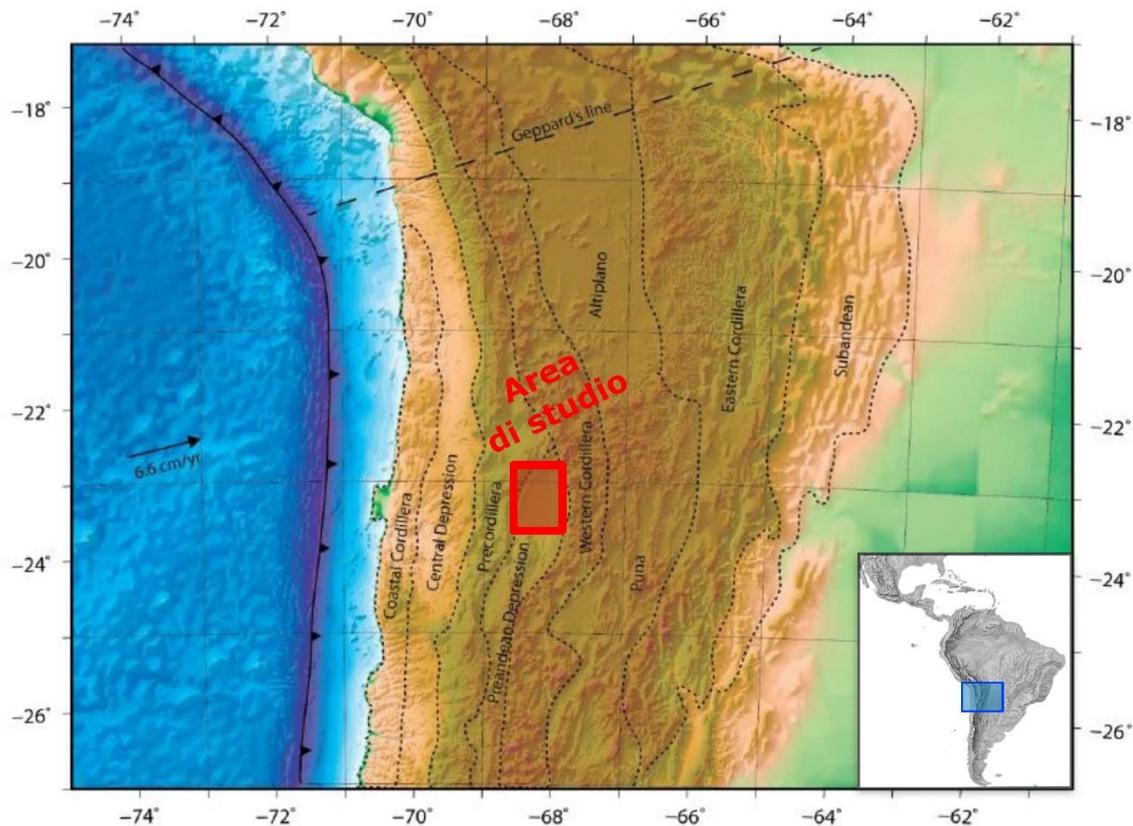


Figura 1: Mappa schematica dei domini strutturali della catena delle Ande centrali. Nel riquadro rosso è evidenziata l'area di studio del Salar de Atacama e della Cordillera de la Sal (modificato da Rubilar, 2015).

L'origine dell'*Altiplano-Puna Volcanic Complex* è ancora oggetto di dibattito, sebbene siano stati proposti vari meccanismi per spiegare la sua topografia e la sua profonda radice crostale. La principale genesi delle rocce che costituiscono questa zona delle Ande è stata attribuita a processi magmatici di tipo calcalkalino (prevalentemente ignimbriti, andesiti e basalti) mentre l'ispessimento crostale è attribuito ad una fase tettonica compressiva attiva principalmente durante l'Oligocene ed il Neogene (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

Ad ovest dell'*Altiplano* troviamo invece la “Depressione Preandina”, una serie di bacini a direzione approssimativamente N-S situati tra il 22° e 27° parallelo S, fiancheggiati ad est dall'attuale arco vulcanico (“Cordillera Occidentale”) e ad ovest dalla *Cordillera de Domeyko* (anche conosciuta come “Precordillera Cilena”). Molti di questi bacini sono internamente drenati e riempiti da sedimenti terrigeni, vulcanici o evaporitici, come conseguenza della forte attività tettonica e del clima iperarido (Chong Diaz, 1988; Reutter et al., 2006; Padovan, 2015; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

Uno di essi, il *Salar de Atacama* (Calama), ospita l'area di studio oggetto di questa tesi: la *Cordillera de la Sal*. Nonostante esistano numerosi modelli che tentano di ricostruire l'evoluzione geologica del Salar (Hartley et al., 1992; Flint et al., 1993; Wilkes e Görler, 1994; Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017, tra gli altri), la struttura interna del bacino è ancora scarsamente conosciuta. Con oltre 1 km di spessore di sedimenti sepolti nella zona depocentrale (De Waele et al., 2009a; Rubilar, 2015), esso rappresenta una fondamentale

chiave di lettura per ricostruire l'evoluzione tettonica Oligocenica – Neogenica delle Ande centrali (Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

La *Cordillera de la Sal*, che sovrasta per circa 200 metri la zona occidentale del *Salar de Atacama*, rappresenta un importante alto strutturale del bacino, il che la espone ad una notevole erosione. Inoltre, la grande potenza di rocce saline ivi affioranti rende questo paesaggio un patrimonio geologico inestimabile, in quanto le scarsissime precipitazioni (inferiori a 20 mm/anno) (Houston e Hartley, 2003; De Waele et al., 2009a, 2017; Ceccherini et al., 2015) hanno permesso la preservazione di ingenti volumi di roccia carsificabile, con oltre 20 km di sviluppo di cavità epigeniche ad oggi conosciute, e la più profonda grotta nel sale al mondo (De Waele et al., 2009a, 2017; Padovan, 2015; Sticotti, 2015; De Waele e Padovan, 2016).

L'area di studio è stata suddivisa in cinque aree carsiche (Fig. 2), contraddistinte da differenti gradi di conoscenza speleologica. La porzione più settentrionale della Cordillera, comprendente le Zone 1 e 2, fa parte dell'area con i più estesi e potenti affioramenti di halite della Formazione di San Pedro (De Waele et al., 2009a; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017). La Zona 1, si trova nelle immediate vicinanze del paese di San Pedro de Atacama, e costituisce i territori compresi e limitrofi al Parco Naturale della Valle della Luna. Essa è la zona più conosciuta dal punto di vista speleologico (Fryer, 2005; Walck, 2005; Bressan, 2008; De Waele e Forti, 2008; De Waele et al., 2009a; Padovan, 2015; Sticotti, 2015; De Waele e Padovan, 2016), la quale contiene il maggior numero di cavità ad oggi esplorate. Verso sud (Zona 2) invece, la catena si abbassa, nonostante l'assetto strutturale permetta di osservare estesi affioramenti di halite, che ospitano le principali cavità per sviluppo e profondità, esplorate in più di 10 anni di spedizioni della Commissione Grotte E. Boegan (Padovan, 2003, 2010, 2015; Zuffi, 2007; Bressan, 2008; Sticotti, 2015; De Waele e Padovan, 2016).

Ancora più a sud, nel dominio meridionale della Cordillera (Zona 3, 4 e 5), sono state individuate tre zone carsiche che al momento della spedizione risultavano completamente inesplorate dal punto di vista speleologico. In quest'area della catena la successione sedimentaria passa dalla predominanza di halite a quella di sedimenti terrigeni. Qui, nonostante gli affioramenti evaporitici siano modesti, sono state individuate interessanti testimonianze di carsismo superficiale e numerosi ingressi di cavità, estremamente evidenti dalle immagini satellitari. Durante la spedizione *Reading the salt caves of Atacama*, l'attività di ricerca speleologica si è concentrata sulle Zone 3, 4 e 5, mentre l'attività di ricerca scientifica si è svolta prevalentemente nelle Zone 1, 2 e nelle nuove grotte scoperte della Zona 3.



Figura 2: Immagini satellitari ortorettificate della Cordillera de la Sal e del Salar de Atacama. Nei cerchi bianchi sono contrassegnate le diverse aree di interesse carsico. Il reticolo chilometrico è espresso in coordinate WGS84-UTM19S. (Immagini satellitari Sentinel-2 e Pleiades, fornite da ESA).

## 2.2 Stratigrafia

La *Cordillera de la Sal*, che si innalza per circa 200 metri al di sopra della superficie del Salar, è il più rilevante alto strutturale della depressione, che interrompe la continuità tra il *Llano de la Paciencia* (fascia di conoidi alluvionali ad est del margine della *Cordillera de Domeyko*) ed il bacino principale (Fig. 2).

Questa catena a orientamento NNE-SSW è costituita da una successione di depositi Oligo-Miocenici appartenenti alla Formazione di San Pedro, unità di spessore superiore a 3000 m composta da arenarie, siltiti ed evaporiti, ampiamente piegate e deformate (Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017). In discordanza angolare, la Formazione di San Pedro è coperta dai sedimenti Mio-Pleistocenici corrispondenti alle Formazioni Vilama e Campamento (Ramirez e Gardeweg, 1982; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017). Queste due unità sin-tettoniche sono rispettivamente affioranti nell'area settentrionale (Vilama) e meridionale (Campamento). La Formazione Vilama è costituita da alternanze di arenarie, tufi e ceneri vulcaniche (Miocene superiore – Pleistocene sup.), mentre la Formazione Campamento da alternanze di argilliti, gesso e halite (Pliocene – Pleistocene sup.) (Moraga et al., 1974; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

Ad ovest, lungo il margine orientale della *Cordillera de Domeyko*, affiora il basamento Paleozoico – Mesozoico (Gruppo Purilactis) costituito prevalentemente da vulcaniti, ignimbriti e tufi a composizione variabile (da andesiti a rioliti) (Niemeyer, 1989; Amilibia et al., 2008; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017). A sud dell'area di studio si trova il *Cordón de Lila*, che chiude la conca del Salar ed è composto da rocce ignee e sedimentarie di età Ordoviciano - Carbonifero (Niemeyer, 1989). Ad est troviamo invece i depositi più antichi dell'attuale arco vulcanico Andino, la Cordillera Occidentale, costituito da ignimbriti e serie vulcaniche di età Miocene superiore – Pleistocene (Ramírez e Gardeweg, 1982; Marinovic e Lahsen, 1984; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017). Di particolare interesse è inoltre la presenza di una serie di duomi salini all'interno della Formazione di San Pedro, osservabili nel settore settentrionale della *Cordillera de la Sal*, la cui genesi ed evoluzione sono tutt'ora oggetto di dibattito (Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

In Figura 3 è inserita la colonna stratigrafica che descrive le unità affioranti nell'area di studio e prese in esame in questa tesi.

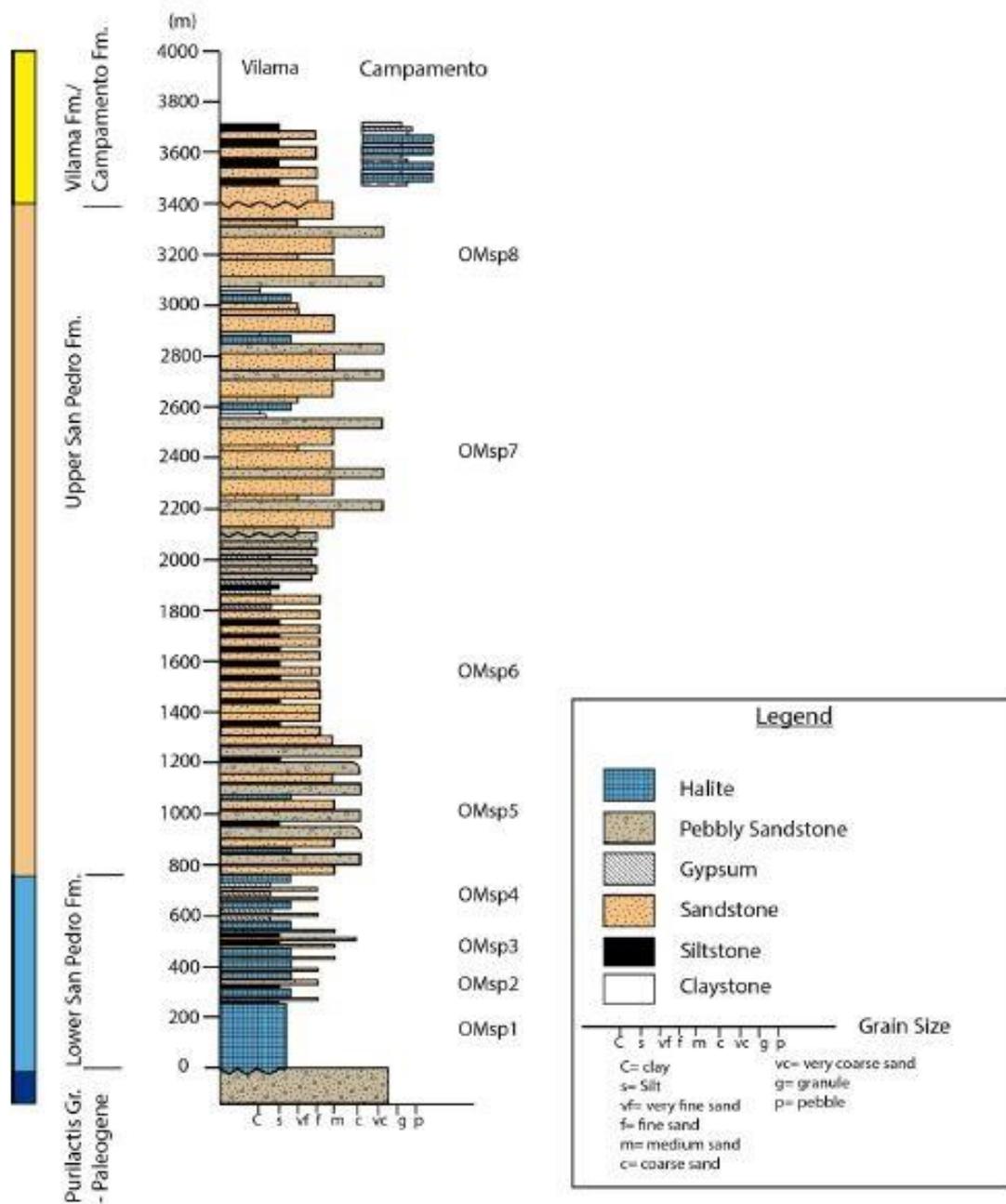


Figura 3: Colonna stratigrafica che descrive le formazioni affioranti nell'area di studio (modificato da Rubilar, 2015).

La Formazione di San Pedro è stata originariamente descritta da Brüggén (1934, 1942) come una sequenza continentale composta da siltiti, arenarie, evaporiti ed arenarie ghiaiose con rare intercalazioni di tufi, spessa circa 3 km. Nella zona di San Pedro de Atacama, alcuni autori (Travisany, 1978; Ramírez, 1979) distinguono tre membri all'interno dell'unità. Più tardi altri due autori (Flint, 1985; Wilkes, 1990) descrivono e classificano quattro membri a ovest e sud-ovest della città di San Pedro de Atacama, dove la formazione raggiunge il suo massimo spessore.

Tuttavia, nei più recenti lavori di rilevamento geologico a scala 1:100'000 effettuati dal Servizio Geologico Nazionale Cileno (Becerra et al., 2014; Henriquez et al., 2014), la Formazione di San Pedro è stata suddivisa in otto membri (OMsp1-8), illustrati in Fig. 3, che compongono due unità informali: la Formazione di San Pedro inferiore (OMsp1-4) e la Formazione di San Pedro superiore (OMsp5-8):

- 1) Formazione di San Pedro inferiore: successione caratterizzata da prevalenza di depositi evaporitici (halite) massivi o con laminazione apparente. Presenta alternanze di sottili strati di arenarie, siltiti e gesso selenitico stratificato o microcristallino, crescenti in frequenza verso l'alto. Presenti nell'OMsp2 rare intercalazioni di arenarie grossolane e tufi. Lo spessore complessivo dei depositi di halite è variabile, generalmente crescente verso nord. Presenti anche aggregati e vene di gesso e sale, da millimetriche a metriche (nella zona settentrionale della Valle della Luna). Nel dominio settentrionale della Cordillera alcuni nuclei delle anticlinali costituiti da halite presentano caratteri di diapiri salini. Al tetto il contatto è concordante con la Formazione di San Pedro superiore o discordante con i depositi Mio-Pleistocenici della Formazione Vilama; risulta discordante alla base con le rocce del Gruppo Purilactis;
- 2) Formazione di San Pedro superiore: successione caratterizzata da alternanza di arenarie, conglomerati fini e siltiti, con rare intercalazioni di halite massiva. Presenti aggregati e vene millimetriche o centimetriche di gesso e sale. Verso l'alto (OMsp8) sono presenti banconi a prevalenza evaporitica, dove si osserva una fitta alternanza tra strati evaporitici, argilliti e arenarie. Al tetto il contatto è discordante con le rocce della Formazione Campamento.

L'età della Formazione di San Pedro è stata stimata attraverso diversi metodi. I livelli di tufo intercalati nel membro OMsp2 sono stati datati radiometricamente a  $28 \pm 6$  Ma (Travisany, 1979) e  $24,9 \pm 1$  Ma (Marinovic e Lahsen, 1984). Altri dati ricavati dal metodo U-Pb in zirconi detritici, a nord dell'area di studio (Formazione Tambores, eteropica con la Formazione di San Pedro), indicano un'età minima compresa tra  $18,9 \pm 0,2$  Ma e  $37,7 \pm 1$  Ma. Questo dato suggerisce un intervallo massimo per la deposizione di queste unità tra l'Eocene superiore (Bartoniano) ed il Miocene inferiore (Burdigaliano) (Henriquez et al., 2014; Rubilar, 2015).

Nella *Cordillera de la Sal*, la Formazione di San Pedro presenta al tetto una chiara discordanza angolare con le Formazioni Vilama e Campamento (Fig. 4), di età, ricavata da metodi radiometrici, compresa tra il Miocene superiore ed il Pleistocene superiore (Becerra et al., 2014; Rubilar, 2015). A nord di San Pedro de Atacama (fuori dall'area di studio), essa è invece ricoperta dalle ignimbriti di Artola, di età Miocenica (Rubilar, 2015), datate tramite metodo U/Pb su zirconi a  $9,20 \pm 0,11$  Ma (Bert De Waele, comunicazione personale).

Questo contesto geocronologico ci permette di interpretare la Formazione di San Pedro come una successione sedimentaria di età Oligo-Miocenica (Rubilar, 2015).

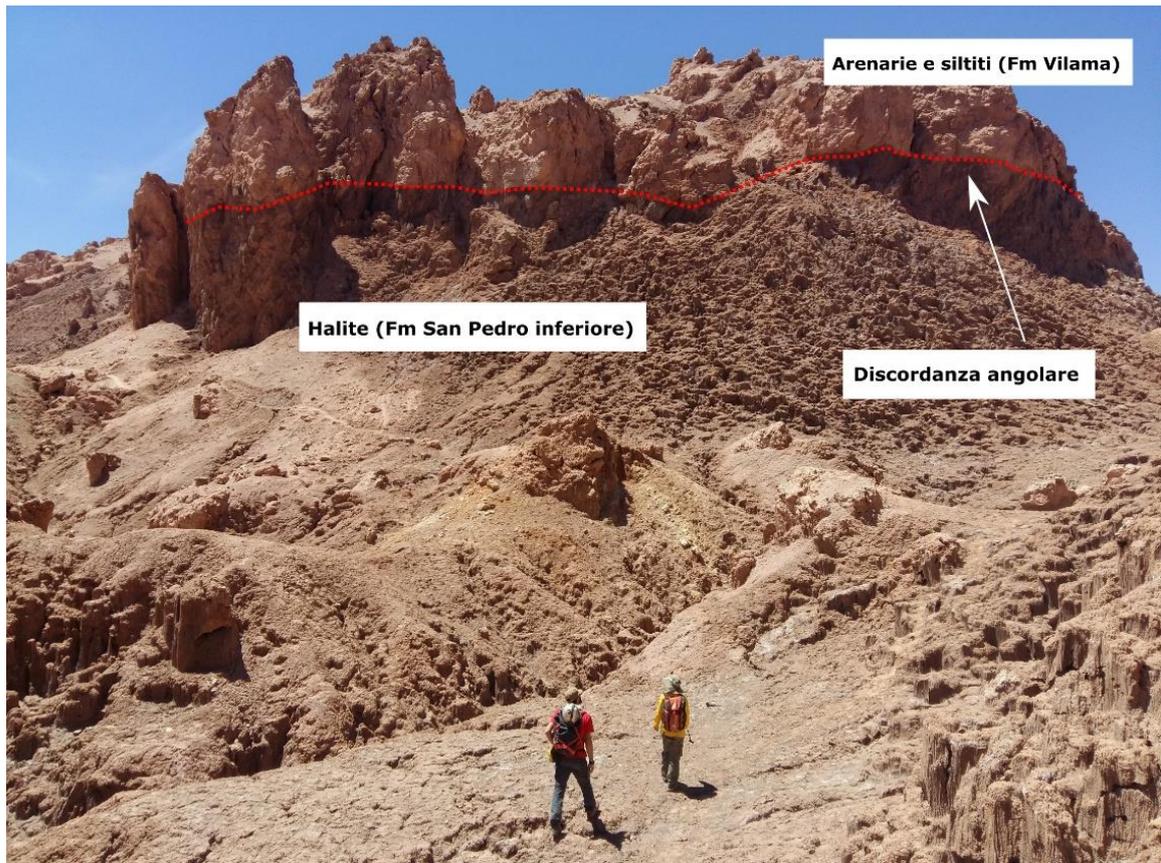


Figura 4: Discordanza angolare tra la Formazione di San Pedro e la Formazione Vilama.

Per quanto riguarda invece l'ambiente di deposizione della Formazione, le associazioni di facies nelle arenarie e nelle siltiti presenti nei diversi membri rappresentano depositi coerenti con sistemi deposizionali alluvionali (depositi di canale, conoide e associazioni di piana alluvionale). I membri a predominanza evaporitica sono invece associati ad ambienti lacustri ipersalini (ambienti di *playa* o *sabhka*) (Wilkes e Görler, 1988; Rubilar, 2015).

Questo insieme di facies suggeriscono un bacino endoreico con elevato drenaggio interno, in condizioni aride e continentali, simili a quelle osservate attualmente nel Salar de Atacama. Questa successione sedimentaria è stata interpretata come sincrona alla fase estensionale di età Oligocene – Miocene registrata nella Depressione Preandina (Pananont et al, 2004; Jordan et al, 2007; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

## 2.3 Assetto strutturale della *Cordillera de la Sal* e del *Salar de Atacama*

### 2.3.1 Inquadramento strutturale della *Cordillera de la Sal*

Basandosi sulla distribuzione dei diversi stili di deformazione osservabili lungo la *Cordillera de la Sal*, l'area di studio può essere suddivisa in due macro-domini strutturali (Fig. 5). Il dominio meridionale è caratterizzato da una vasta gamma di pieghe anticlinali e sinclinali asimmetriche, orientate NNE-SSW, disposte in geometria *en-echelon* (Wilkes e Görler, 1988; Rubilar 2015; Rubilar et al., 2017).

Ad ovest, lungo il margine con il *Llano de la Paciencia*, troviamo una serie di anticlinali ovest-vergenti, chiamata *La Paciencia Anticline*. Lungo questo margine occidentale, la catena è limitata da una superficie di sovrascorrimento ovest-vergente (*La Paciencia Fault*), che solleva la Formazione di San Pedro al di sopra dei sedimenti quaternari del *Llano de la Paciencia*. Verso est si trova invece la *Los Vientos Anticline*, che consiste in una piega asimmetrica dove affiorano le Formazioni di San Pedro e i depositi evaporitici della Formazione Campamento. Lungo il margine orientale, al confine con il Salar de Atacama, la catena è limitata da una superficie di sovrascorrimento est-vergente orientata NE-SW, chiamata *Los Vientos Fault*, che giustappone tutta la successione sopra agli attuali depositi evaporitici del bacino (Rubilar, 2015).

Il dominio settentrionale invece è formato da una serie di pieghe anticlinali e sinclinali orientate NNE-SSW, per lo più asimmetriche, che espongono i membri evaporitici della Formazione di San Pedro inferiore, i quali mostrano contatti discordanti o tettonici con la vicina Formazione Vilama. Secondo alcuni autori, in questa porzione della Cordillera la deformazione potrebbe essere guidata da meccanismi di diapirismo salino profondo (Dingman, 1962; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

Questo contrasto negli stili strutturali lungo la *Cordillera de la Sal* è stato spiegato originariamente come risposta alla deformazione del *Salar Fault System* (o *San Pedro's Fault*), la cui cinematica era stata interpretata da diversi autori come transpressiva sinistra (Wilkes e Görler, 1988, 1994; Macellari et al., 1991); più recentemente invece è stato messo in relazione alle variazioni nello spessore degli elementi evaporitici della Formazione di San Pedro (e associati fenomeni di diapirismo) e all'approfondimento del principale piano di sovrascorrimento nel sottosuolo del bacino, osservabile a profondità crescenti spostandosi verso il dominio settentrionale (Muñoz et al., 2002; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

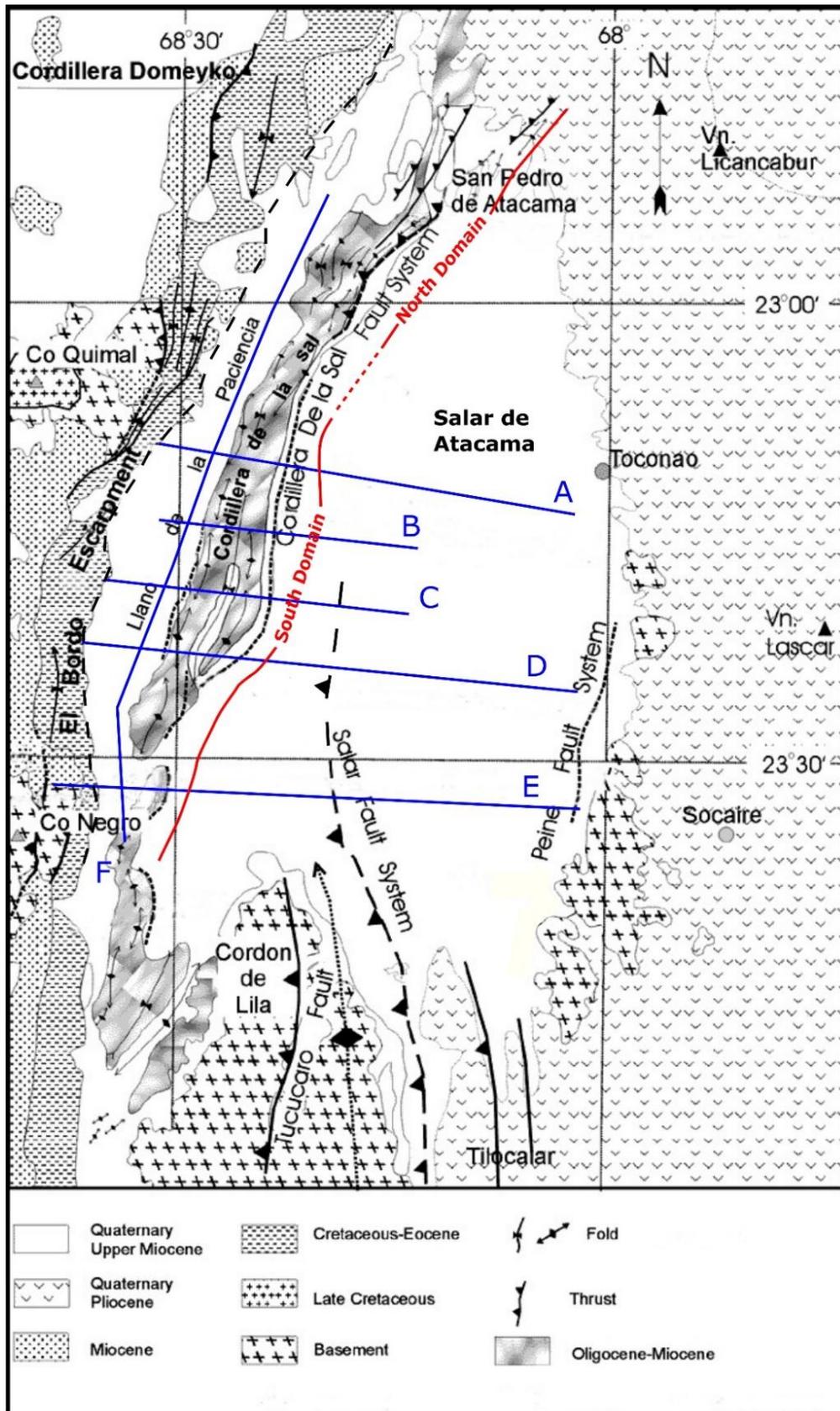


Figura 5: Mappa geologico-strutturale schematica della regione del Deserto di Atacama. Le linee rosse indicano la separazione tra i due macro-domini strutturali della Cordillera de la Sal; le linee blu indicano l'ubicazione dei profili sismici (da Rubilar et al. 2017) illustrati in Fig. 6 (modificata da Muñoz et al., 2002).

### 2.3.2 Architettura interna del bacino del Salar de Atacama

Per quanto riguarda il sottosuolo del Salar, in letteratura sono presenti distinte interpretazioni della stratigrafia supportate tramite indagini di tipo geofisico (sismica a riflessione) (Macellari et al., 1991; Wilkes e Görler, 1994; Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007; Rubilar 2015; Rubilar et al., 2017). Le teorie più recenti (Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017) ben si sposano con le principali osservazioni sullo stile e sul controllo della deformazione osservabile negli affioramenti della *Cordillera de la Sal*, e sono pertanto prese come base teorica per questo lavoro di tesi. In Figura 5 è inserita l'ubicazione delle linee sismiche (linee blu) interpretate dagli autori sopra citati per spiegare il controllo strutturale sull'architettura stratigrafica interna del Salar. Queste interpretazioni dei profili sismici sono illustrate schematicamente in Figura 6.

I profili sismici riportati in Figura 6 sono stati eseguiti attraversando il dominio meridionale della *Cordillera de la Sal* e mostrano due principali centri di deposizione, governati da faglie normali immergenti verso est con angoli di circa 60-70° (Rubilar et al., 2017). La faglia principale si trova immediatamente ad ovest della *Cordillera*, a contatto con gli affioramenti Mesozoici della *Cordillera de Domeyko* (Rubilar 2015; Rubilar et al., 2017), mentre l'altra (*Salar Fault System*) si trova nella porzione centrale del bacino, e mostra una chiusura verso nord. Queste faglie controllano a larga scala l'architettura stratigrafica dell'area di studio, che presenta la classica geometria di graben asimmetrico (*semi-graben*). La Formazione di San Pedro è osservata nel lembo di tetto di queste strutture tettoniche, e mostra geometrie cuneiformi che si ispessiscono verso il piano di faglia principale ad ovest, mentre presenta contatti *onlap* sul basamento Mesozoico ad est (Fig. 6). Queste geometrie confermano le interpretazioni genetiche ed evolutive della Formazione di San Pedro, inquadrare all'interno di una fase tettonica estensionale Oligocenica - Miocenica (Pananont et al, 2004; Jordan et al, 2007; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

Le sequenze sin-tettoniche stratificate che hanno riempito questo bacino sono state successivamente piegate, indicando almeno un episodio di raccorciamento sovrappresso alla precedente fase di estensione crostale. Le pieghe osservate sono principalmente anticlinali asimmetriche ovest-vergenti, che coinvolgono soprattutto le unità Cenozoiche (Rubilar 2015; Rubilar et al., 2017).

Queste geometrie hanno spinto gli autori ad interpretare queste faglie come superfici di sovrascorrimento riattivate per inversione tettonica sui precedenti sistemi di faglie normali ad alto angolo che governavano l'architettura interna del bacino (Letouzey et al., 1990; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017). Questa inversione tettonica è guidata da un sovrascorrimento (cinematica est-vergente) localizzato alla base della successione evaporitica duttile della Formazione di San Pedro inferiore, ed osservabile a profondità variabili nel sottosuolo (Fig. 6).

Concludendo, sulla base dei dati pregressi disponibili in letteratura, le variazioni nello stile strutturale dell'area di studio sono principalmente governate da due fattori:

- 1) stratigrafia meccanica;
- 2) grado e meccanismi di raccorciamento.

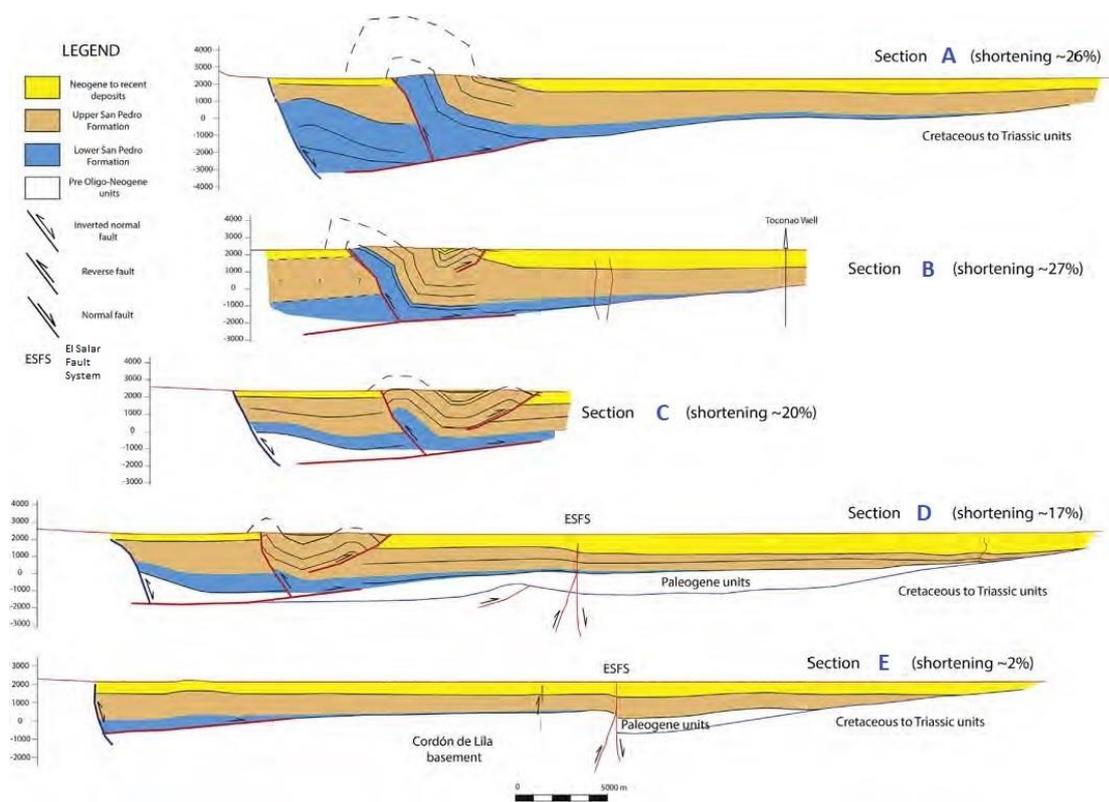


Figura 6: Profili sismici interpretati da Rubilar et al. (2017) lungo diversi transetti del Salar de Atacama (per ubicazione si veda Fig. 5) (modificato da Rubilar et al., 2017).

Il primo fattore riguarda la transizione tra i due domini della *Cordillera* a causa della variazione nello spessore dei membri evaporitici della Formazione di San Pedro lungo il bacino, che vanno da meno di 1000 m per la zona meridionale fino a 2000 o 3000 m nella *Cordillera* settentrionale (Wilkes e Görler, 1994; Jordan et al., 2007; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017). L'ispessimento verso nord dei membri a reologia duttile della Formazione di San Pedro inferiore coincide con la transizione tra un dominio governato da *salt-core-folding* ad ampia lunghezza d'onda (dominio meridionale) ed un dominio caratterizzato da diapirismo salino (dominio settentrionale). Inoltre, la distribuzione e lo spessore delle successioni evaporitiche duttili coincide con le variazioni nella profondità della principale superficie di sovrascorrimento est-vergente nel sottosuolo del Salar (profilo N-S in Fig. 7, transetto F di Fig. 5): nel sud della *Cordillera* questa superficie si trova ad una profondità di circa 3000 m (1-2 s TWT); nella zona più settentrionale del dominio sud (profili A e B) il sovrascorrimento è presente a profondità di quasi 6000 m (>3 s TWT); infine nel dominio settentrionale della *Cordillera*, questa discontinuità non è chiaramente identificabile lungo i profili sismici.

Questa architettura interna riflette la variazione nel meccanismo di controllo principale sul raccorciamento, che nel dominio settentrionale è stato interpretato come conseguenza del diapirismo salino (Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017).

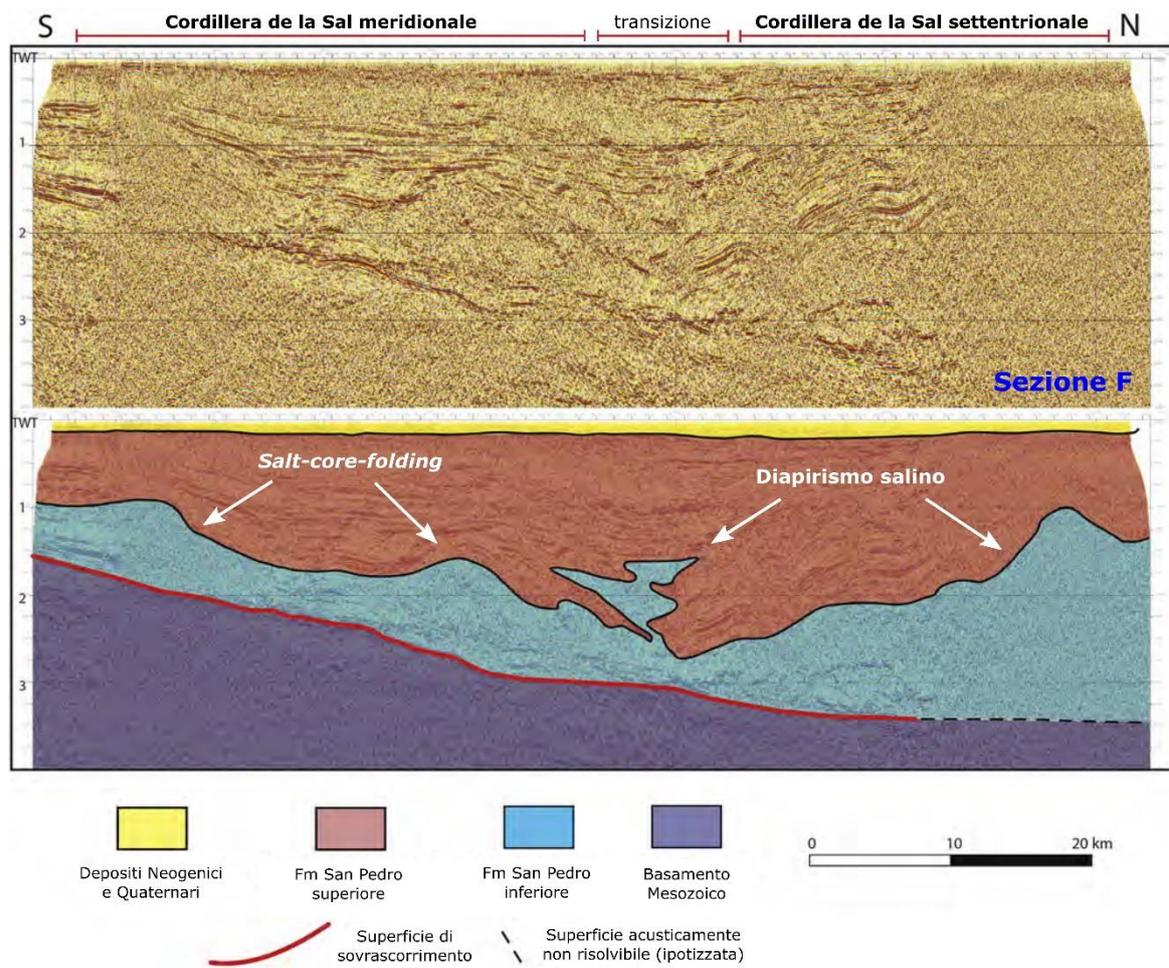


Figura 7: Profilo sismico F, ubicato nel Llano de la Paciencia (Fig. 5). Sono evidenziati i principali meccanismi di controllo sulla deformazione della successione Oligo-Miocenica della Cordillera de la Sal. Si può inoltre notare la differente profondità del principale piano di sovrascorrimento nel sottosuolo del bacino, correlabile con la variazione nello spessore della Fm. di San Pedro inferiore (modificato da Rubilar et al., 2017).

## 2.4 Reologia e tettonica delle rocce saline

Al fine di studiare i processi di deformazione della Formazione di San Pedro è necessario comprendere le proprietà reologiche dell'halite, costituente principale di questa unità. La tettonica salina (o *halocinetica*) è un campo di ricerca che studia la deformazione ed il movimento (per flusso) laterale e verticale degli strati di sale, in risposta a campi di stress tettonici o per contrasti di densità durante il seppellimento (Hudec e Jackson, 2007; Rubilar, 2015). Una volta superati i 200 metri di profondità infatti, il sale diventa praticamente incompressibile, con valori di densità costanti di circa  $2,2 \text{ g/cm}^3$  per i primi 8 km (Warren, 2006; Hudec e Jackson, 2007; Rubilar, 2015). Con l'aumentare delle condizioni di P e T, giunti alla facies metamorfica degli scisti verdi, l'halite può subire processi di dissoluzione, ricristallizzazione ed una lieve diminuzione della densità (Lewis e Holness, 1996).

Un'altra caratteristica estremamente importante per definire il comportamento reologico e la deformazione delle rocce saline è la viscosità. Misure di laboratorio dimostrano che la viscosità è un parametro fortemente dipendente dalla temperatura (Streeter et al., 1998), e in questi casi anche dipendente dalle altre litologie che possono essere incluse nella successione sedimentaria evaporitica. Pertanto, i valori di viscosità delle rocce saline possono variare in base al contesto geologico e geodinamico nel quale sono inserite (Rubilar, 2015).

Entro i limiti delle più comuni condizioni geodinamiche presenti sulla Terra, l'halite presenta tipicamente un comportamento da "fluido newtoniano" (Spiers e Carter, 1998; Warren, 2006; Hudec e Jackson, 2007; Rubilar, 2015). Modellizzazioni idrodinamiche basate sulla instabilità di Rayleigh Taylor (*RT Instability*), spiegano come un fluido newtoniano a contatto con un materiale a densità diversa, tenda ad esercitare una pressione che è funzione del contrasto di densità, del volume di fluido coinvolto e dello spessore del materiale di rivestimento più fragile (Warren, 2006; Rubilar, 2015). Il fenomeno del diapirismo salino è quindi ben spiegato da questi modelli numerici (Warren, 2006; Li e Urai, 2016), e rappresenta un classico meccanismo di deformazione osservabile in sequenze stratificate dove sono presenti livelli evaporitici di discreta potenza. Oltre agli effetti della pressione, anche le variazioni di temperatura possono influire sul movimento per flusso del sale (Rubilar, 2015; Li e Urai, 2016). Ad una profondità di circa 5-6 km e con un gradiente geotermico di 30°C / km, l'halite subisce processi di dilatazione termica 4 volte maggiori rispetto ai tipici valori di compressione dei sedimenti nel corso della diagenesi, innescando fenomeni di inversione di densità (Jackson e Talbot, 1994; Warren, 2006; Rubilar, 2015). Per meglio riassumere questi concetti, in Figura 8 è inserito un grafico che riporta i parametri fisici delle rocce saline a confronto con diverse litologie tipiche della crosta terrestre.

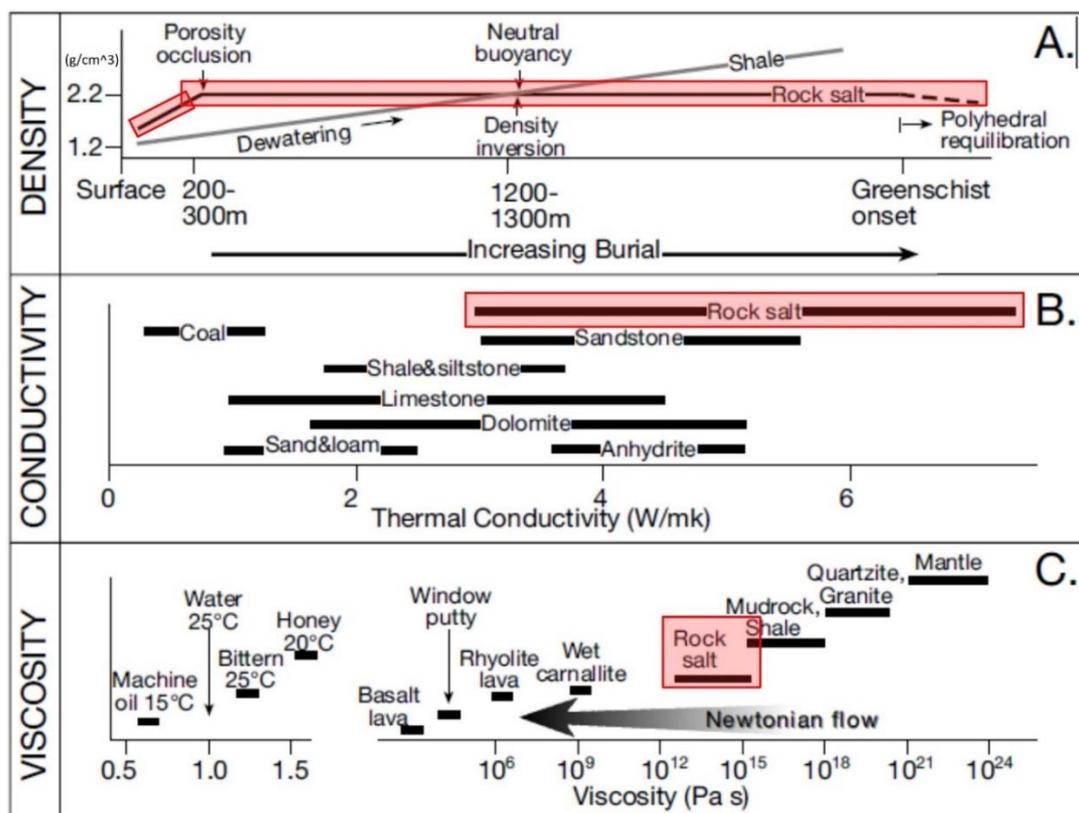


Figura 8: Parametri fisici dell'halite in confronto ad altri materiali (modificato da Warren, 2006).

Esistono due principali elementi che ostacolano lo sviluppo di fenomeni di diapirismo nel sottosuolo: il primo è legato alla resistenza delle successioni sovrastanti alla deformazione, principalmente a causa della loro reologia, compattazione e pressione di confinamento (Rubilar, 2015). Maggiore è la copertura sedimentaria fragile sopra ai livelli evaporitici, tanto più difficile sarà per il flusso di halite fratturare e perforare i sedimenti o le rocce sovrastanti. Un secondo parametro che si oppone al flusso di volumi salini è la forza di attrito tra volume di roccia incassante e diapiro. Questa forza è legata alla risposta al taglio di ciascun tipo di litologia coinvolta nella risalita del sale, parametro dipendente principalmente dalla granulometria e densità della roccia e dallo stress differenziale (Van Keken et al., 1993; Warren, 2006; Rubilar, 2015).

Secondo quanto detto sopra, il diapirismo può essere presente in qualsiasi contesto geodinamico (estensionale, compressivo, passivo ecc.), e il principale meccanismo di controllo sul suo sviluppo è la stratigrafia del bacino. Per quanto riguarda contesti geodinamici di tipo compressivo, tipicamente i bacini con presenza di depositi salini possono presentare tipici meccanismi di deformazione a seconda della presenza o assenza di strutture precursori come i diapiri (Letouzey et al., 1995; Rubilar, 2015). In assenza di diapirismo e strutture preesistenti il sale tende a fungere da superficie di scollamento, portando alla formazione di sovrascorrimenti e sistemi di pieghe generalmente bivergenti (Hudec e Jackson, 2007; Rubilar, 2015). Nel caso di diapiri e strutture associate alla loro risalita invece, esse sono generalmente riattivate durante la compressione, portando ad un progressivo flusso lungo la direzione principale di raccorciamento e formando catene di pieghe a nucleo salino (Letouzey et al., 1995; Rubilar, 2015).

Un altro caso tipico è quello di bacini di *rift* successivamente soggetti a tettonica compressiva. In questo caso è importante la relazione tra l'orientamento delle strutture ereditate dall'estensione e la direzione di raccorciamento a seguito dell'inversione tettonica. Quando gli sforzi sono per lo più ortogonali alle strutture estensionali, l'inversione viene accomodata piegando le sequenze evaporitiche in sistemi bivergenti riattivati al di sopra delle precedenti faglie ad alto angolo (Letouzey et al., 1990, 1995). Vengono inoltre generati sovrascorrimenti principali a basso angolo, localizzati al di sopra della superficie di scollamento alla base dei depositi salini, che genera il trasporto delle vecchie strutture estensionali lungo la direzione di raccorciamento (Letouzey et al., 1990, 1995; Rubilar, 2015). Se lo sforzo di compressione è obliquo rispetto alle precedenti strutture estensionali, un elemento caratteristico può essere la riattivazione dei vecchi piani di faglia ad alto angolo in superfici a cinematica trascorrente o obliqua, oltre alle tipiche strutture a "fiore" (*flower structures*) e sistemi di pieghe *en-echelon* (Rubilar, 2015).

Queste associazioni strutturali, tipiche ma non esclusive di tettonica salina, sono riassunte in uno schema concettuale illustrato in Figura 9.

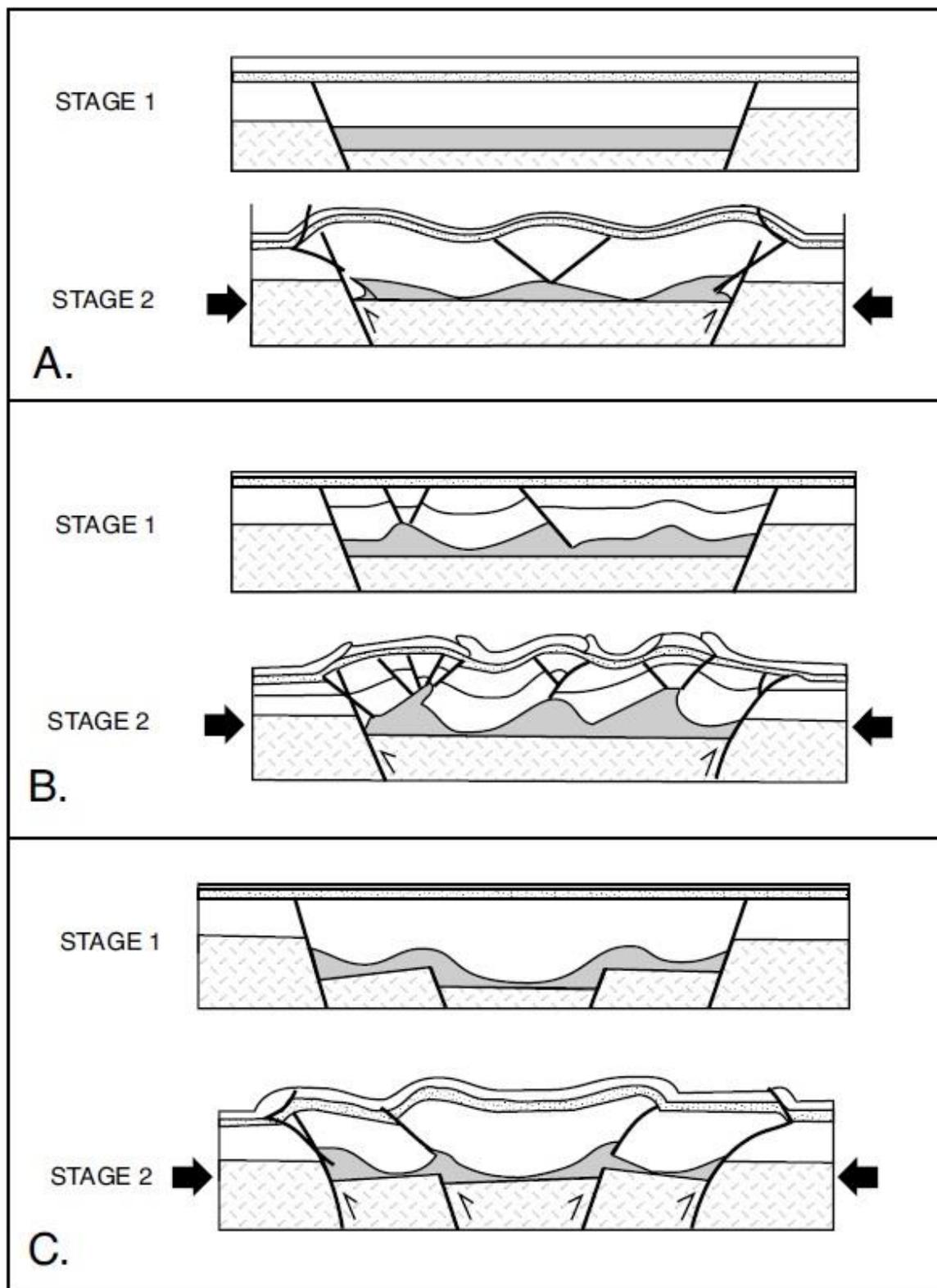


Figura 9: Evoluzione strutturale dell'inversione tettonica di un bacino di rift con presenza di depositi salini (in grigio). Le associazioni strutturali risultanti dall'inversione tettonica variano a seconda delle strutture precursori (faglie ad alto angolo, diapiri salini ecc.). A) Assenza di diapirismo; B) Presenza di pieghe e strutture indotte dal diapirismo; C) Diapirismo incipiente, assenza di strutture precursori nelle successioni sovrastanti. Modificato da Warren (2006).

## 2.5 Contesto climatico ed inquadramento geomorfologico

### 2.5.1 Contesto climatico

Il Deserto di Atacama rappresenta uno dei luoghi più aridi della Terra. Questo deriva principalmente da tre fattori: oceanografici, meteorologici e geografici.

Per quanto riguarda il primo fattore, la costa occidentale del Sud America è caratterizzata da una corrente fredda di acque poco salate, la *Corrente di Humboldt*, che circola da ovest a est (Sesiano, 2009). Queste acque fredde bloccano l'ingresso dell'umidità dalla costa del Pacifico verso l'entroterra, e causano la formazione di nuvolosità per inversione di temperatura, unicamente lungo il margine costiero (Sesiano, 2009). Questa corrente presenta caratteristiche semi-permanenti, ma può essere disturbata da eventi periodici legati al fenomeno di *El Niño* (Keller et al., 1997; Sesiano, 2009; Vikas e Dwarakish, 2015).

Nella circolazione generale dell'atmosfera, troviamo sul globo la presenza quasi costante di aree distinte da alta o bassa pressione. Le alte pressioni sono tipiche dei tropici, ma anche sugli oceani caratterizzati da correnti prevalentemente fredde, come nel caso del Pacifico del Sud (Sesiano, 2009). Le masse d'aria subsidenti dalle alte pressioni diventano calde e secche per decompressione, viaggiando generalmente lungo direttrici in direzione N-S, allontanandosi dai tropici. La posizione di questi anticicloni è abbastanza stabile, ma oscilla in latitudine secondo un ciclo annuale, portando alla formazione della cosiddetta ITCZ (*Inter Tropical Convergence Zone*) (Raymond et al., 2006; Sesiano, 2009), caratterizzata da convergenza di masse d'aria e fenomeni di precipitazioni abbondanti. Nell'emisfero australe, la ITCZ raggiunge le latitudini del nord del Cile solo in casi eccezionali, prevalentemente tra gennaio e marzo (Cervený, 1998; Sesiano, 2009). Durante gli eventi legati a *El Niño* invece, l'anticiclone si indebolisce, permettendo alle correnti calde provenienti dalle regioni equatoriali di spostarsi da nord a sud lungo la costa sudamericana, causando intense piogge lungo le latitudini dell'Ecuador, del Perù e del Cile (Rutlland e Fuenzalida, 1991).

Il contesto climatico del Deserto di Atacama è condizionato dai fattori sopra descritti, ma è principalmente la sua posizione geografica a renderlo un ambiente iperarido. Il deserto è infatti delimitato da tre catene montuose, che fungono da barriera per le masse d'aria umide: la Cordillera Costiera e la Precordillera Cilena ad ovest, e la Cordillera Occidentale ad est (Fig. 1) (Houston e Hartley, 2003). In questa regione della Depressione Preandina, si misurano tassi di precipitazione variabili dai 3,1 - 4,2 mm/anno nella zona compresa tra Antofagasta e Calama, fino ai 15 mm/anno per le regioni più orientali come il Salar de Atacama (Clarke, 2006; Houston, 2006; Sesiano, 2009).

Questi tassi di precipitazione medi, tipici di deserti definiti iperaridi, sono tra i più bassi misurati sulla Terra (Sesiano, 2009). Alcuni autori (Houston e Hartley, 2003; Houston, 2006) ritengono che queste condizioni di iperaridità siano iniziate tra l'Oligocene superiore e l'inizio del Miocene, intensificandosi attorno ai 10 Ma, quando l'innalzamento della Cordillera Andina Occidentale raggiunse quote medie superiori ai 2000 m, ostacolando anche le correnti umide provenienti da est. Per altri autori (Dunai et al., 2005; Clarke, 2006), le condizioni di aridità in questa zona iniziarono fin dal Mesozoico (almeno 30 Ma), per aggravarsi solo negli ultimi 10 Ma.

### 2.5.2 Inquadramento geomorfologico

L'area di studio rappresenta un altopiano irregolare, frammentato e strutturalmente condizionato (*cuestas* e duomi salini che riflettono l'assetto strutturale e stratigrafico della successione Oligo-Miocenica), che si erge per circa 200 metri al di sopra della superficie del Salar (Fig. 10). Da nord verso sud l'altitudine della catena si abbassa fino al dominio meridionale (Fig. 2), dove le ultime pieghe presentano altezze di poche decine di metri sopra al bacino, che si trova a circa 2300-2350 m di quota sul livello del mare.

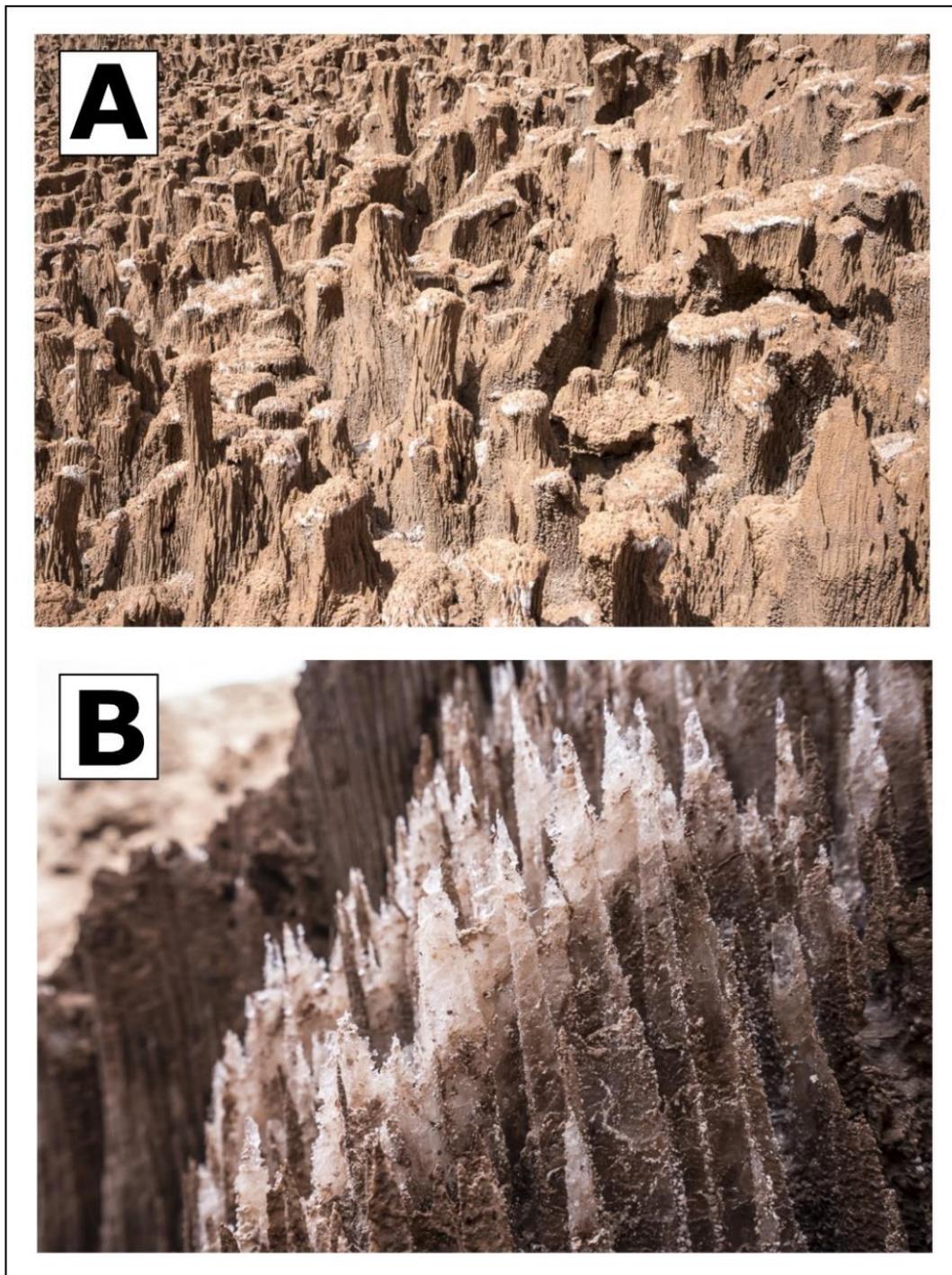
La massima altitudine raggiunta dalla catena è di 2731 m, osservabile lungo l'anticlinale più a nord del dominio settentrionale, nei pressi della strada statale che collega Calama con San Pedro de Atacama. Questo dominio presenta un'altitudine media di circa 2498 m, mentre il dominio meridionale di circa 2403 m sul livello del mare (quote estratte dai DEM a risoluzione metrica).



*Figura 10: Tipico paesaggio della Cordillera de la Sal. Da notare il profilo a cuestas (membri alluvionali) e depressioni (strati di sale), che producono un paesaggio ed un drenaggio strettamente dipendente dalle direttrici strutturali (direzione degli assi delle pieghe).*

Le piogge, anche se molto scarse in questa regione, hanno disciolto diffusamente gli affioramenti di sale. Questo processo ha portato all'accumulo di una coltre di residui insolubili composti da sedimenti fini bruno-giallastri a granulometria siltoso-argillosa, presente comunemente al di sopra del sale. Esso affiora in tipiche strutture a pinnacolo, chiamate “*penitentes*”, la cui superficie è costellata da affilati *rillenkarren* (Fig.11) (De

Waele et al., 2009a; Sesiano, 2009). Questa copertura al di sopra del sale può derivare sia dalle impurità insolubili presenti nella roccia evaporitica, sia come prodotto dell'azione eolica (dune sabbiose e depositi di *loess*) (De Waele et al., 2009a). Tale rivestimento, grossomodo continuo e dallo spessore variabile, protegge la roccia salina sottostante dalla dissoluzione diretta.



*Figura 11: A) "Penitentes" sulla superficie degli affioramenti salini: forme a pinnacolo risultanti dalla dissoluzione selettiva dell'halite a seguito delle rare ma intense precipitazioni. Si possono notare le coltri di copertura formate da materiale insolubile B) Rillenkarren sulle pareti esterne dei pinnacoli (foto di A. Romeo).*

L'idrogeologia dell'area di studio è strettamente controllata dalle principali direttrici strutturali e litologiche: le aree con affioramenti di halite mostrano tipiche caratteristiche di ambienti carsici (assenza di drenaggio superficiale, doline), e sono erosi solo localmente dai canyon gerarchicamente più importanti e con i bacini a monte più vasti (esempio in Fig. 12). Per quanto riguarda invece gli affioramenti delle litologie alluvionali, esse sono tipicamente associate ad un drenaggio a pattern sub-dendritico o parallelo lungo i fianchi delle pieghe, isolati dagli strati a competenza maggiore che rappresentano rilievi allungati lungo i versanti (strutture tipo *cuestas*, Fig. 10).

I canyon principali, chiamati *quebradas*, possono incidere il plateau per profondità che superano i 100 m, spesso alternando porzioni sotterranee (ipogee) a porzioni a cielo aperto (epigee). Nelle porzioni a cielo aperto le basi delle anse fluviali presentano spesso bassi solchi laterali in corrispondenza dei depositi salini o ponti relitti a testimonianza dell'antica presenza di cavità (Fryer, 2005; De Waele et al., 2009a). Il pattern di drenaggio è anche influenzato dallo spessore e dalla densità di fratture delle rocce di copertura dei banconi evaporitici ("*cap rock*") (Frumkin, 1994a, 2013; Bruthans et al., 2000, 2010). Laddove il *cap rock* è sottile e fortemente fratturato, si possono notare molti bacini di ricarica dispersi sulla superficie, ciascuno catturante piccole quantità di deflusso. Quando il *cap rock* è spesso e continuo sopra la roccia salina, esso favorisce la formazione di bacini ad elevata densità di drenaggio (Frumkin, 2013).

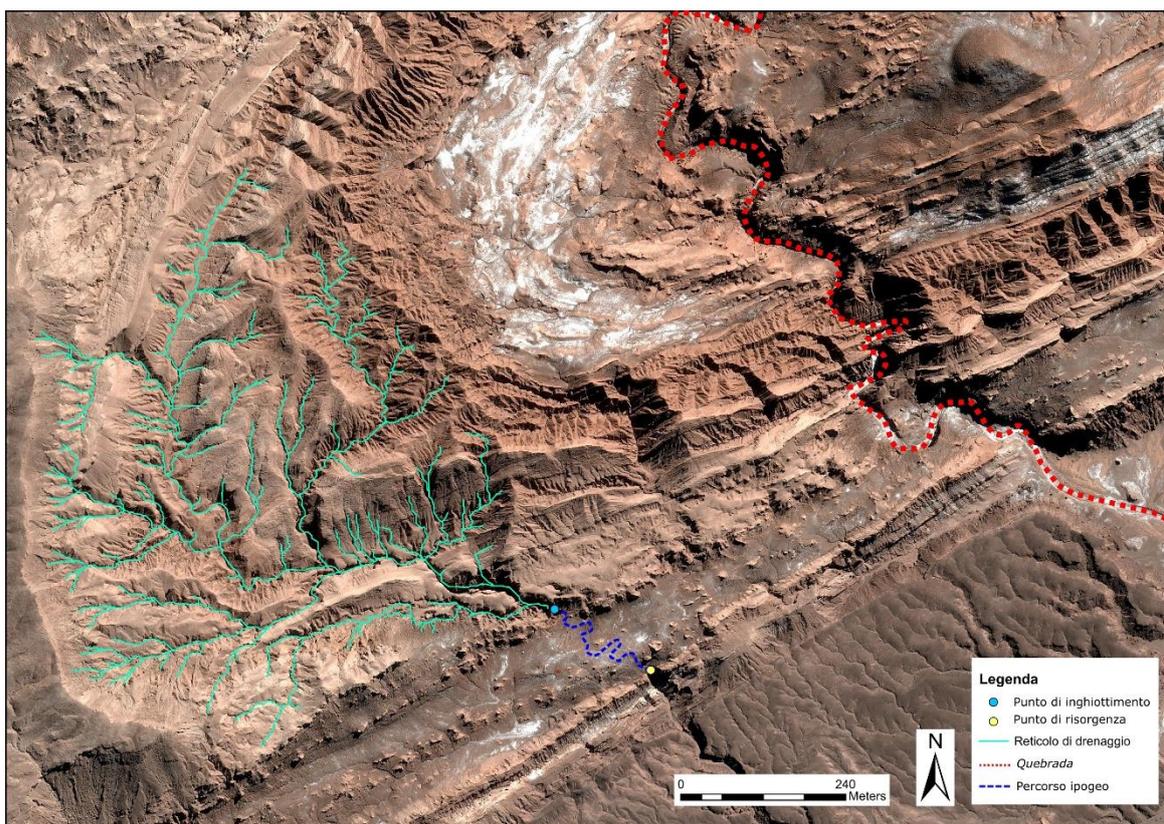


Figura 12: Esempio del drenaggio tipico della Cordillera de la Sal: le "quebradas" più grandi hanno tagliato la successione piegata e i banconi di sale. Al contrario, i corsi meno gerarchizzati e dai bacini più esigui tendono a formare sistemi sotterranei di attraversamento quando entrano a contatto con la roccia salina (immagine Pleiades-1A, fornita da ESA).

Lungo i versanti della Cordillera, l'acqua piovana viene normalmente raccolta in piccoli corsi d'acqua superficiali effimeri, che si gerarchizzano seguendo i pattern esposti precedentemente per poi scomparire sottoterra quando entrano in contatto con la roccia carsificabile, producendo tipiche cavità di attraversamento meandriformi, in ambiente vadoso (Fig. 12) (Fryer, 2005; De Waele et al., 2009a; Sesiano, 2009; Frumkin, 2013; Padovan, 2015). Il drenaggio interno alle zone dei nuclei salini è invece estremamente irregolare, e si esplica sia sotto forma di esigui corsi d'acqua superficiali di breve vita, sia sotto forma di doline. La densità delle doline in cima agli altopiani può arrivare fino a 400/km<sup>2</sup> (De Waele et al., 2009a), nonostante esse siano quasi sempre di modesta grandezza (1-2 metri di diametro).

Particolarmente elevata è la densità di doline nelle aree con litologie fini della Formazione Vilama, affioranti estesamente in quota nella Zona 2, che ricoprono in discordanza i sottostanti depositi di sale della Fm. di San Pedro. In questo contesto si possono avere plateau lunghi decine di km costellati da centinaia di piccoli inghiottitoi e doline di collasso, senza alcuna forma di drenaggio superficiale e nessun accesso percorribile a sistemi ipogei. Nelle zone con i nuclei salini affioranti più spessi invece, l'accesso ai sistemi carsici avviene sia attraverso i canyon che incontrano i depositi di halite (valli cieche), sia attraverso rari pozzi e doline di crollo di grandi dimensioni che mettono in comunicazione l'esterno con la sottostante cavità (De Waele et al., 2009a; Padovan, 2015; Sticotti, 2015).

Nel dominio settentrionale della Cordillera (Zona 1), alcuni autori (De Waele et al., 2009a) hanno osservato e misurato direttamente i tassi di dissoluzione degli ambienti carsici, in particolare le pareti verticali dei canyon, piani di campagna orizzontali esterni, soffitti e mensole dei meandri in grotta. Le misure, registrate tra il 2007 ed il 2008 tramite stazioni di micro-erosione MEM (High e Hanna, 1970; Trudgill et al., 1981), hanno messo in luce i tassi di denudamento illustrati in Tabella 1.

*Tabella 1: Misure MEM su 7 stazioni della Zona 1 (vedi Fig.2) della Cordillera de la Sal. Posizioni: a) Parete verticale della cava abbandonata nella Valle della Luna; b) Piano di campagna della cava abbandonata nella Valle della Luna; c) Pavimento ingresso alto della Cueva Chulacao; d) Parete verticale canyon a monte della Cueva Chulacao; e) Blocco di sale nel canyon a monte della Cueva Lechuza; f) Soffitto ingresso basso della Cueva Lechuza; g) Mensola laterale alta (3 m) nel meandro della Cueva Lechuza. Dati riportati da De Waele et al., 2009a.*

Stazione	Data installazione	Data ritiro	Abbassamento medio (mm)	Tempo passato (giorni)	Tasso di denudamento (mm/anno)	Posizione (vedi didascalia)
1	24/11/2007	29/03/2008	1.03	126	3.00	a
2	24/11/2007	29/03/2008	1.41	126	4.10	b
3	30/11/2007	30/03/2008	1.80	121	5.44	c
4	24/11/2007	30/03/2008	0.60	127	1.73	d
5	25/11/2007	01/04/2008	>20 (totalmente dissolta)	127	>>20 (totalmente dissolta)	e
6	26/11/2007	01/04/2008	0.30	126	0.88	f
7	25/11/2007	01/04/2008	0.36	126	1.04	g

Sulla base di queste elaborazioni, gli autori hanno calcolato un tasso di dissoluzione medio per le superfici verticali esterne di 2,4 mm/anno, per il piano di campagna esterno di 4,8 mm/anno e per gli ambienti di grotta di 1,1 mm/anno (De Waele et al., 2009a). Le misure della stazione 5 indicano un abbassamento maggiore di 2 cm, in quanto tutta la porzione di roccia su cui era installata la stazione di misura è stata rimossa (indicando una piena molto localizzata e molto intensa). Questi tassi di denudamento sono di gran lunga inferiori rispetto a quelli tipici di altri ambienti carsici in rocce saline riportati in letteratura: 30-40 mm/anno per i diapiri Iraniani lungo la costa, 120 mm/anno per i diapiri più interni (Bruthans et al., 2008); 108 mm/anno per le aree carsiche saline a Cardona, Spagna (Mottershead et al., 2007); 50-75 mm/anno per i diapiri salini del Monte Sedom (Frumkin, 2013). Questi dati sono ben supportati dai valori di precipitazioni medie dell'area di studio, ben al di sotto delle altre regioni sopra citate.

Per quanto riguarda infine l'età di formazione delle grotte nella Formazione di San Pedro, gli unici studi disponibili in letteratura (De Waele et al., 2009a, 2009b; De Waele et al., 2018, *in review*) propongono un'età, stimata da datazioni al radiocarbonio su resti paleontologici e legni provenienti dalla *Cueva Lechuza del Campanario*, dalla *Cueva Chulacao* e dalla *Cueva Palacio del Sal*, compresa tra i 4400 BP e 1300 BP. Questi dati inquadrano l'evoluzione delle cavità nell'area di studio in un intervallo di tempo molto recente (tardo Holocene), che risulta controllata principalmente da variazioni climatiche a scala locale (nell'ordine delle centinaia di anni) (De Waele et al., 2009a, 2009b).

## CAPITOLO 3: Metodi di indagine

### 3.1 Fotointerpretazione e *remote sensing*

La prima fase di lavoro svolto per questa tesi è stata quella di elaborare ed analizzare immagini satellitari ad alta ed altissima risoluzione. Le immagini utilizzate preliminarmente sono quelle disponibili tramite il software *Google Earth Pro*, come prodotti forniti da NASA, Digital Globe, CNES ed Airbus (satelliti Landsat, Quickbird, Spot e Pleiades), e dataset di immagini Sentinel-2 fornite dall'ESA.

Le immagini disponibili da *Google Earth* presentano risoluzioni spaziali molto variabili (fino a 0.5 m per i dati Pleiades), ma essendo disponibili solo come consultazione non permettono analisi elaborate. Pertanto, esse sono state utilizzate per semplici osservazioni nel campo delle bande spettrali del visibile (dai 390 nm ai 700 nm), come preliminare ricognizione del territorio. Per quanto riguarda invece le immagini Sentinel-2, esse presentano una risoluzione al suolo variabile spettralmente da 10 m fino a 60 m. Questo satellite infatti fornisce immagini multispettrali, le cui caratteristiche sono illustrate nello schema di Figura13.

I prodotti Sentinel-2 utilizzati per questo lavoro sono stati scaricati dal portale *Sentinel-Hub* della missione *Copernicus* dell'ESA, al livello L1C. Questo livello di accessibilità include prodotti in formato SAFE (formato nativo dei metadati Sentinel) e JPEG2000 per le bande singole, già dotati di correzione radiometrica e geometrica (immagini ortorettificate). I punti di forza dei prodotti Sentinel-2 sono l'elevata risoluzione per le bande del visibile ed infrarosso vicino, frequenze di rivisitazione molto alte e disponibilità online pressoché immediata, permettendo analisi multi-temporali dettagliate, gratuite e *real-time*.

Nel nostro caso, i dati Sentinel-2 sono stati utilizzati come mappe *raster* base per inquadrare le zone ad altissima risoluzione delle immagini Pleiades e come punti di riferimento (*ground control points*) per eseguire le operazioni di correzione geometrica.

Gli ultimi dati utilizzati per analisi da remoto sono stati i prodotti Pleiades forniti da ESA (proprietà Airbus) grazie al progetto di ricerca "*Atacama: a perfect evaporite karst Martian analogue*". Grazie a questo progetto abbiamo avuto la possibilità di scaricare oltre 600 km<sup>2</sup> di coppie stereografiche Pleiades-1A e Pleiades-1B, le cui caratteristiche rendono questi satelliti una delle tecnologie più all'avanguardia nel settore dell'osservazione spaziale e del telerilevamento (Tab.2).

Questi satelliti fanno parte di un sistema di costellazioni duali (Pleiades-1A e Pleiades-1B), in grado di fornire dati ortorettificati ad una risoluzione di 0,5 m o 2 m a seconda delle bande spettrali: rispettivamente pancromatico o bande del visibile (RGB) e del *near-infrared* (NIR). Gli elevati tempi di rivisitazione su qualsiasi punto della Terra, con uno *swath* di 20 km e la capacità di acquisire mosaici in singoli passaggi di acquisizione fino a 100x100 km, rendono possibili analisi multi-temporali ad altissima risoluzione. Infine, i satelliti Pleiades-1A e 1B sono in grado di acquisire coppie o triplette stereografiche, consentendone l'uso per la creazione di modelli digitali del terreno ad altissima risoluzione (1 m).

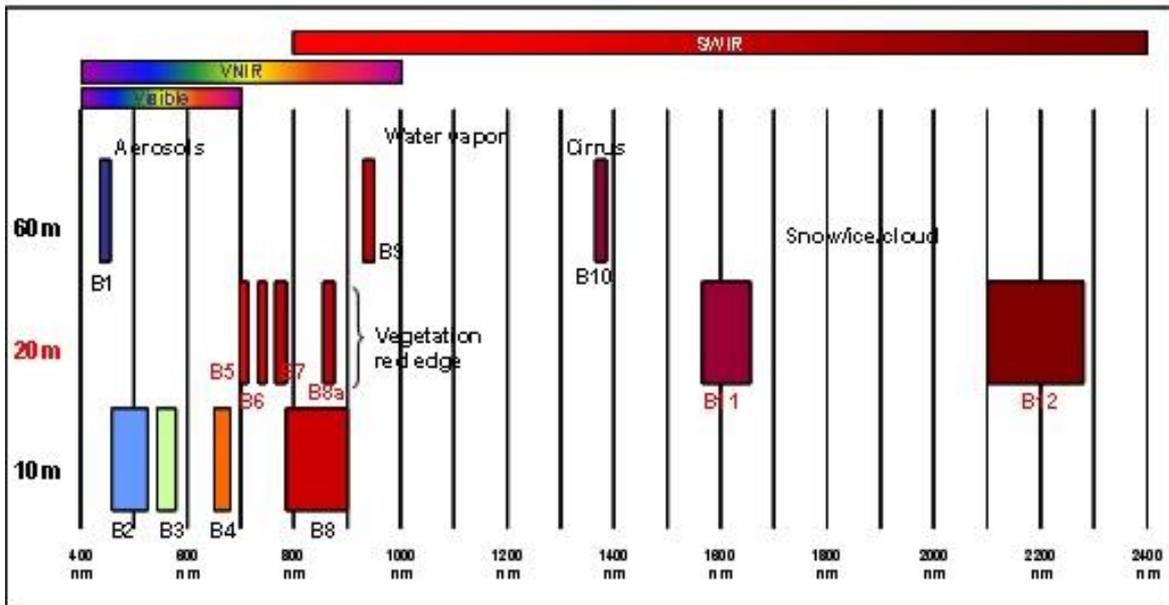


Figura 13: Risoluzioni spaziali e bande spettrali del satellite Sentinel-2 a confronto. Sono indicate anche le principali aree tematiche per le applicazioni di ciascuna banda (tratto dal portale online “Copernicus Hub”).

Tabella 2: Caratteristiche dei prodotti Pleiades-1A e Pleiades-1B.

<b>Products</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Panchromatic: 50cm</li> <li>• Multispectral: 2m</li> <li>• Colour: 50cm (merge)</li> <li>• Bundle: 50cm panchromatic; 2m multispectral</li> </ul>
<b>Revisit rate</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Daily (constellation)</li> </ul>
<b>Spectral bands</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• P: 470 – 830nm</li> <li>• Blue: 430 – 550nm</li> <li>• Green: 500 – 620nm</li> <li>• Red: 590 – 710nm</li> <li>• Near-infrared: 740 – 940nm</li> </ul>
<b>Swath width</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 20km</li> </ul>
<b>Tasking</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Work plan updated every 8 hours</li> </ul>
<b>Processing levels</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Primary (1A), Ortho (automatic), or Tailored Ortho</li> </ul>

I dati scaricati dal *Geostore* di Airbus, forniti dal progetto dell’ESA, sono stati richiesti nel pacchetto “*Bundle*” (pancromatico a 0,5 m + multispettrale RGB e NIR a 2 m) al livello di processing “*Primary*”, ovvero dati grezzi forniti della sola correzione radiometrica al sensore (per una risoluzione radiometrica finale di 12 bit) e privi di correzione geometrica, in formato DIMAP (metadato) e JPEG2000 (immagini raster).

Questo ha concesso la possibilità di creare modelli digitali del terreno (DEM) grazie alle coppie stereo, consentendo comunque una propria correzione geometrica e una gestione personale degli algoritmi di *processing* (adattabili alle nostre specifiche esigenze), ma che ha inevitabilmente dilatato i tempi di elaborazione.

Ottenute le immagini (i cui ID di riferimento, tipo di prodotto e data di acquisizione sono illustrati in Tabella 3), sono state eseguite diverse procedure di *processing* al fine di migliorare le capacità di fotointerpretazione e analisi del dato, che verranno descritte nei prossimi paragrafi.

Tutte le esportazioni e le elaborazioni successive sono state invece eseguite in ambiente GIS, tramite il software *ArcGis10.1*.

Tabella 3: Immagini Pleiades e Sentinel-2 utilizzate per le analisi da remoto.

ID dataset	Tipo	Data di acquisizione
DS_PHR1A_201308121503019_FR1_PX_W069S24_0717_03088	Coppia stereo Pleiades-1A	12/08/2013
DS_PHR1A_201308071451448_FR1_PX_W069S24_0518_09662	Coppia stereo Pleiades-1A	07/08/2013
DS_PHR1A_201308071451315_FR1_PX_W069S23_0701_03164	Coppia stereo Pleiades-1A	07/08/2013
DS_PHR1B_201308131456109_FR1_PX_W069S24_0923_04600	Coppia stereo Pleiades-1B	13/08/2013
DS_PHR1A_201806171447496_FR1_PX_W069S23_1003_03164	Coppia stereo Pleiades-1A	17/06/2018
S2A_MSIL1C_20170519T143751_N0205_R096_T19KEQ_20170519T143812.SAFE	Sentinel-2	19/05/2017
S2A_MSIL1C_20171205T143751_N0206_R096_T19KEP_20171205T180316.SAFE	Sentinel-2	05/12/2017

### 3.1.1 Processing dei dati Pleiades

Le immagini satellitari utilizzate in questo lavoro di tesi sono state processate attraverso diversi software di elaborazione, a seconda delle specifiche operazioni da eseguire, per poi essere manipolati e gestiti in ambiente GIS.

Il *processing* di immagini ad altissima risoluzione come quelle dei satelliti Pleiades ha richiesto potenti mezzi di calcolo, che sono stati messi a disposizione dal “Laboratorio di *Remote Sensing*” dell’ENEA (Agenzia nazionale per le nuove tecnologie, l’energia e lo sviluppo economico sostenibile), sede di Bologna. In particolare, grazie al software *PCI Geomatica* è stato possibile gestire ed eseguire tutta la serie di procedure di *pre-processing* e *processing* vero e proprio su oltre 100 Gigabyte di dati.

I dati ottenuti dai sensori ottici satellitari ad alta e altissima risoluzione spaziale sono diventati uno strumento inestimabile per molti obiettivi di ricerca e gestione territoriale. Ogni immagine telerilevata digitalmente rappresenta una matrice in cui ad ogni cella (pixel) corrisponde una misura di radianza, cioè di energia elettromagnetica proveniente dall’area elementare risolta al suolo in una determinata porzione dello spettro, denominata “banda” (Jensen, 2004). Ciascuna banda ha la propria matrice di pixel, di dimensioni dipendenti dalla risoluzione spaziale del sensore.

Ogni cella della matrice possiede un valore espresso in *digital number*, funzione della risoluzione radiometrica del sensore utilizzato (ad esempio per risoluzioni radiometriche di 12 bit, ogni pixel potrà avere un valore specifico tra  $2^{12}$  combinazioni possibili). Tuttavia, le matrici di ogni banda acquisita, frutto della riflessione e dell’emissione della radiazione elettromagnetica dal suolo, sono modificate anche dall’interazione della radiazione con l’atmosfera prima di essere rilevata dal sensore posto sul satellite in orbita (schema concettuale in Fig. 14). Per limitare questi effetti di distorsione e trasformare i valori rilevati dai sensori in radianza corretta o riflettanza (parametri fisici), vengono quindi normalmente

eseguiti diversi algoritmi che permettono di trasformare le matrici “grezze” composte da *digital numbers* (Jensen, 2004).

Tra gli algoritmi automatici più comuni (ACORN, FLAASH, ATERM, ATCOR, SSMM, Cox&Munk Model ecc.), è stato scelto di utilizzare quello implementato nel software *PCI Geomatica*, ovvero ATCOR, in quanto le immagini Pleiades-1A e Pleiades-1B sono già dotate di correzione radiometrica (matrici espresse in radianza al sensore), tramite coefficienti misurati direttamente e periodicamente (PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017).

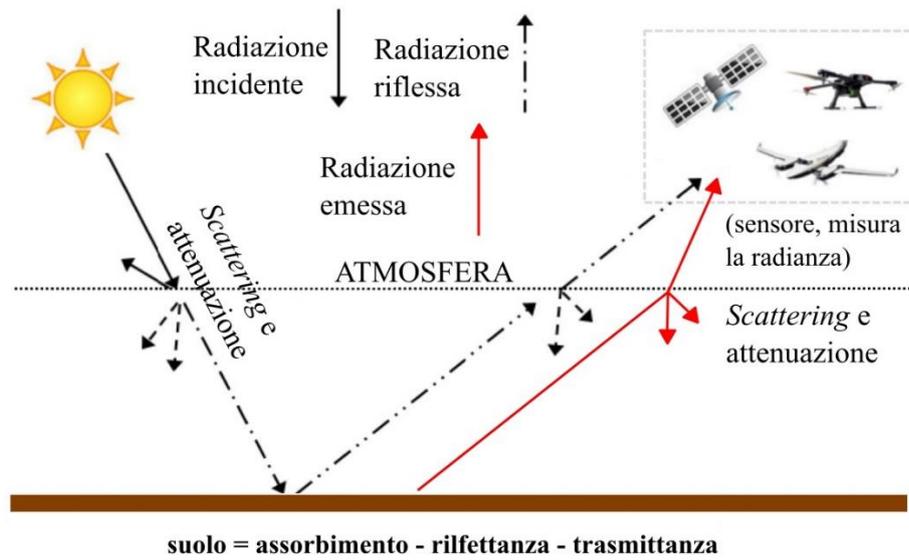


Figura 14: Schema concettuale del percorso della radiazione elettromagnetica dalla fonte (energia solare) al sensore (satelliti).

Questo algoritmo è presente in due distinte operazioni, denominate TOA (*Top Of Atmosphere Atmospheric Correction*) e GR (*Ground Reflectance Atmospheric Correction*). Il primo algoritmo rappresenta un flusso di operazioni che consente di arrivare ad ottenere immagini in riflettanza al sensore, mentre il secondo corregge le immagini per gli effetti dovuti all'atmosfera, alla foschia e al tipo di terreno, producendo matrici in cui ogni pixel rappresenta i valori di riflettanza al suolo (da 0 a 1), e permette quindi il miglioramento radiometrico più efficace per l'immagine, oltre a renderla otticamente più nitida (esempio in Fig.15).

Durante l'esecuzione dell'algoritmo ATCOR *Ground Reflectance*, l'utente ha la possibilità di specificare le condizioni di visibilità, la tipologia di clima e dell'aerosol atmosferico della zona telerilevata, mentre le variabili dovute alla posizione, quota del sensore e angolo di incidenza vengono ricavate automaticamente dal metadato del file. Nel nostro caso, è stato scelto come tipo di clima “*desertic*” e tipo di aerosol “*dry*”, mentre la visibilità è stata impostata lasciando il valore standard di 30 km.

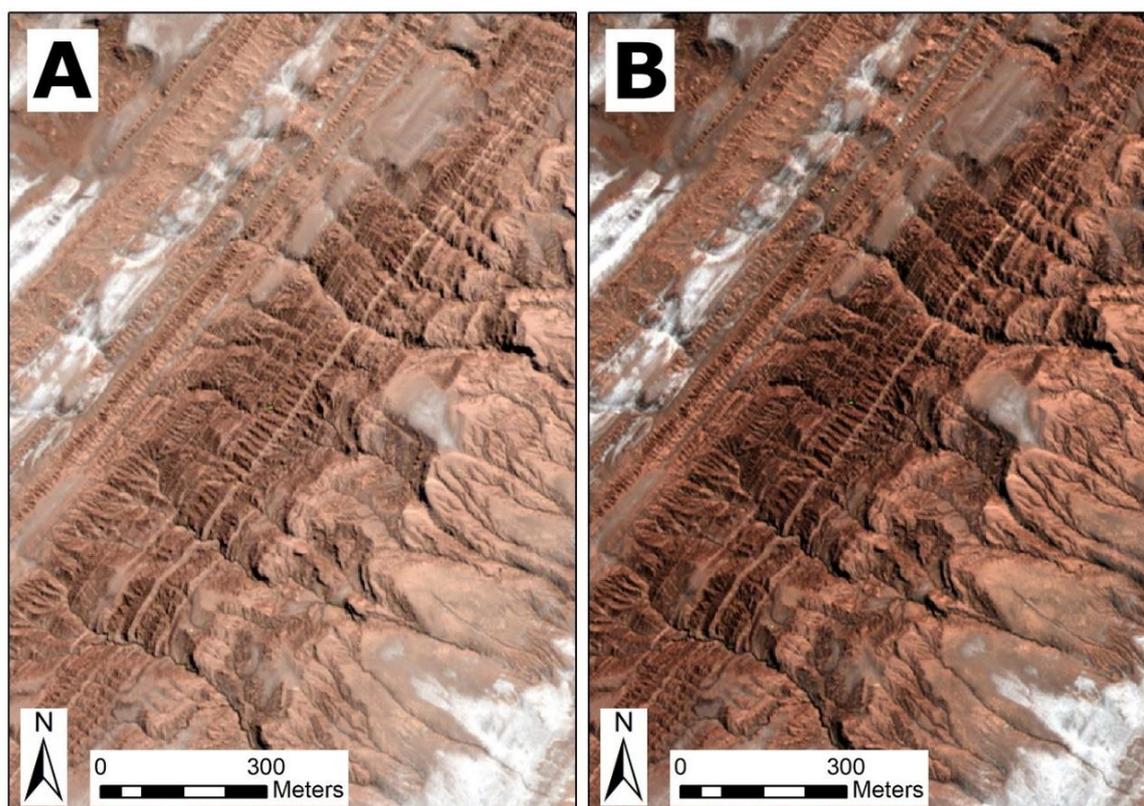


Figura 15: Confronto tra immagini satellitari Pleiades-1A prima e dopo l'algoritmo ATCOR Ground Reflectance di PCI Geomatica. A) immagine multispettrale a 2 m di risoluzione senza correzione atmosferica; B) stessa immagine dopo la correzione atmosferica (immagini Pleiades-1A fornite da ESA).

Un successivo passo nell'elaborazione dei dati Pleiades è stato quello di sfruttare la banda pancromatica per realizzare immagini multispettrali a 0,5 m di risoluzione. Questo tipo di operazione di *processing* viene definita “*pansharpening*”, e rappresenta un artificio di calcolo molto potente ed interessante in quanto consente di trasformare i prodotti di bande spettrali a bassa risoluzione, usando la risoluzione più alta della banda pancromatica (Jensen, 2004; Astrium GEO, 2012; PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017).

Nel nostro caso quest'operazione consente di creare nuovi prodotti nelle bande RGB e NIR (originariamente a 2 m di risoluzione spaziale) con la risoluzione del pancromatico (0,5 m). Il risultato è quindi una immagine a colori con la risoluzione di 50 cm al suolo.

L'operazione di *pansharpening* è stata realizzata tramite il toolset *OrthoEngine* di *PCI Geomatica*. Questo toolset consente di lanciare diverse operazioni di correzione geometrica, come ortorettificazione, creazione di DEM da coppie stereografiche, georeferenziazione, mosaicamento di immagini, ecc. L'operazione di *pansharpening* è una procedura automatica e non richiede alcuna variabile specificata dall'utente; inoltre va eseguita sui dati originali e non su immagini precedentemente corrette geometricamente. Il risultato di questa operazione è quindi una nuova “copia” di una delle due immagini multispettrali di ciascuna coppia stereografica a bassa risoluzione, che ha ottenuto la risoluzione di 0,5 m.

Per concludere il *processing* ed ottenere immagini corrette geometricamente a partire dalle immagini *pansharpened*, occorre infine eseguire operazioni di ortorettifica manuale o automatica tramite *OrthoEngine* (PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017). Uno dei metodi più popolari ed utilizzati nel campo delle correzioni geometriche digitali è quello chiamato “*Rational Function Method*” (*RFM*).

Questo algoritmo richiede dei coefficienti di un modello geometrico, punti di controllo a terra (GCP) e un modello di elevazione digitale del terreno (Astrium GEO, 2012). Essendo implementato nell’*OrthoEngine* di *PCI Geomatica*, ed essendo i dati Pleiades forniti di propri coefficienti del modello geometrico (*Rational Polynomial Coefficients*, *RPC*), è stato possibile utilizzare tale flusso di lavoro, che è sicuramente il più sofisticato e preciso nel campo del *processing* di immagini digitali ad alta risoluzione (Jensen, 2004).

L’operazione di ortorettificazione è stata eseguita utilizzando l’apposito tool di *OrthoEngine*, che raccoglie automaticamente coppie di GCP nell’immagine da processare e in un’immagine già ortorettificata di riferimento (nel nostro caso sono state utilizzate le immagini Sentinel-2).

Al termine dell’operazione di raccolta dei GCP, viene calcolato un modello di correzione aritmetica, computando i valori di errore residuale sui piani X e Y (*X Root Mean Squares* e *Y Root Mean Square*), espressi in numero di pixel o unità di misura adottata dal sistema di proiezione geografica dell’immagine di riferimento (esempio di foglio di lavoro in Fig.16). L’utente ha quindi la possibilità di controllare i GCP e rimuovere i set con gli errori più elevati, in modo da calcolare nuovamente il modello aritmetico al fine di migliorare l’accuratezza del processo.

Una volta ottenuti dei valori di RMS accettabili, è stata lanciata la procedura di ortorettificazione sulle immagini *pansharpened* (i report di RMS ottenuti sono allegati in Appendice 1). In Figura17 è inserito un confronto tra immagine originale multispettrale (2 m di risoluzione) ed immagine *pansharpened* RGB ortorettificata (0,5 m di risoluzione).

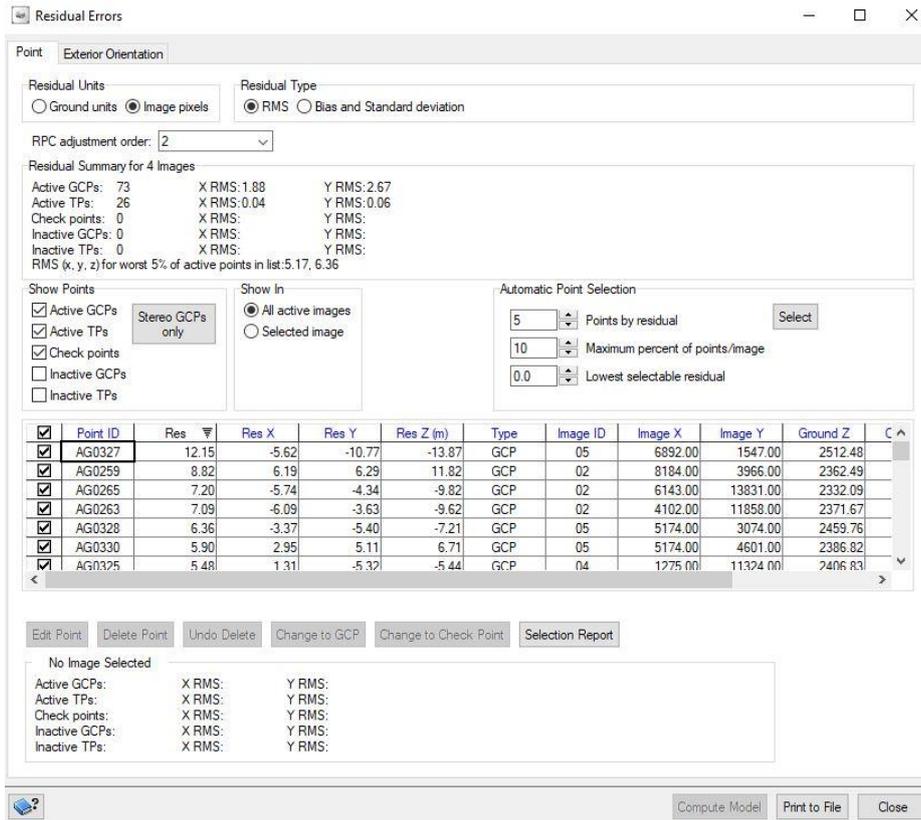


Figura 16: Esempio di foglio di lavoro OrthoEngine di PCI Geomatica nel corso della procedura di ortorettificazione. In alto i valori di errore RMS sui piani X e Y (espressi in numero di pixel).

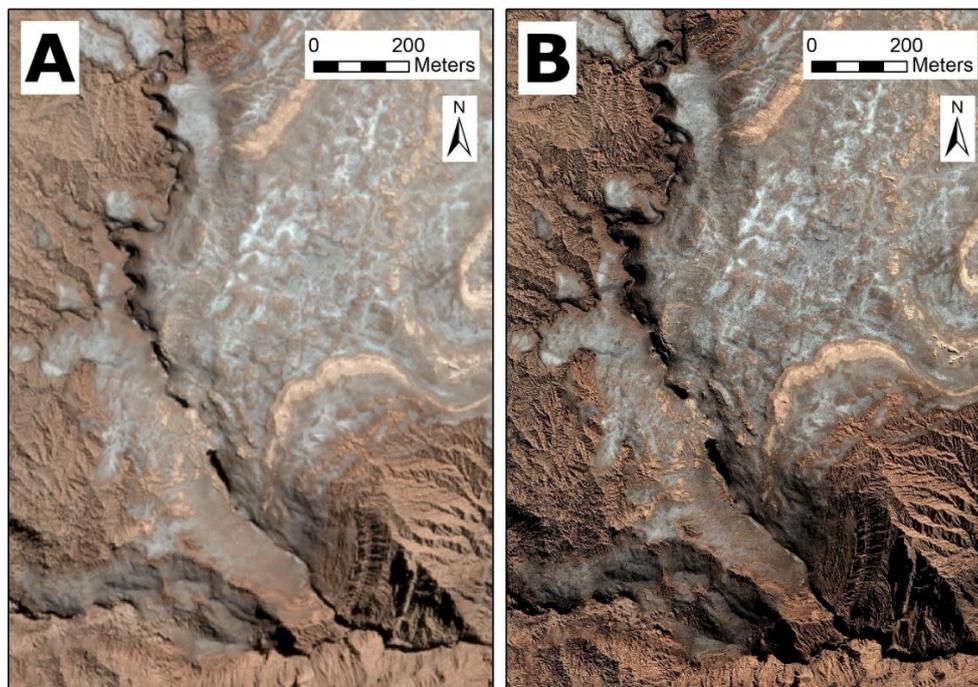


Figura 17: Confronto tra immagine satellitare Pleiades-1A originale a 2 m di risoluzione (A) ed immagine pansharpned ortorettificata a 0,5 m di risoluzione (B). L'area in figura rappresenta gli ingressi alti del sistema carsico Dario Cressi (prodotti Pleiades-1A forniti da ESA).

### 3.1.2 Estrazione dei DEM dalle coppie stereografiche Pleiades

Un modello di elevazione digitale è un file raster in cui ogni cella contiene un valore di elevazione del terreno (Jensen, 2004; PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017). I raster DEM (*Digital Elevation Model*) rappresentano in ogni cella il valore di quota di ciascun punto sulla superficie telerilevata, compresi quindi edifici, alberi e qualsivoglia oggetto. Al contrario, i raster DTM (*Digital Terrain Model*), sono frutto di *processing* che permettono di eliminare la componente arborea o antropica dai DEM originari, mantenendo di fatto solo la reale elevazione del suolo.

Oltre ad ottenere modelli di elevazione digitale tramite tecniche di laser scanning (lidar) da aeromobili (Bartels et al., 2006; Jensen, 2004; Karan et al., 2014), è possibile estrarre un modello DEM da coppie di immagini stereografiche, che sono due o più immagini della stessa area telerilevata da diversi punti di vista (e angoli di incidenza).

Questo metodo può essere molto utile per creare DEM in aree inaccessibili o molto pericolose per il movimento di velivoli. È possibile ottenere coppie stereo da fotografie aeree analogiche, immagini satellitari digitali, fotogrammetria o video (PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017). Nel campo delle immagini satellitari, i sensori che attualmente forniscono la possibilità di generare facilmente questo tipo di prodotti sono: ALOS, ASAR, ASTER, GEOEYE, IRS, IKONOS, ORBVIEW, PLEIADES, QUICKBIRD, RADARSAT, SPOT 1-5 e WORLDVIEW-1 e 2 (Jensen, 2004; PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017).

Il tool *OrthoEngine* di *PCI Geomatica* utilizza la correlazione tra due o tre immagini stereografiche per estrarre pixel corrispondenti comuni (GCP e *Tie Points*) e generare coppie di immagini epipolari. Successivamente, il software computa calcoli trigonometrici a partire dai coefficienti geometrici caratteristici del sensore e, basandosi su punti a elevazione nota (estratti da un DEM a risoluzione più bassa o punti quotati assoluti), permette di ricavare il valore di elevazione per ciascuna cella del raster, estraendo un singolo DEM geocodificato (schema in Fig.18).

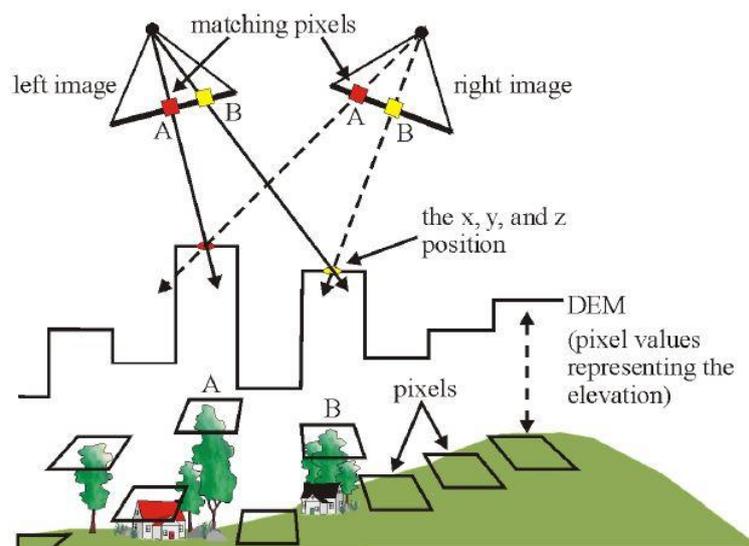


Figura 18: Schema concettuale per l'estrazione di DEM da coppie stereografiche di immagini satellitari digitali (modificato da PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017).

Il processo di estrazione da immagini stereo tramite *OrthoEngine* può quindi essere schematizzato nelle seguenti operazioni:

- 1) Raccolta automatica o manuale di *Ground Control Points* (GCP) e *Tie Points* (TP: pixel presenti nei margini condivisi da più coppie distinte);
- 2) Conversione delle immagini grezze in coppie di immagini epipolari. Le immagini epipolari sono coppie stereo che vengono riproiettate in modo che le immagini sinistra e destra abbiano un orientamento comune;
- 3) Estrazione di due modelli DEM dalla sovrapposizione tra le coppie epipolari. I DEM risultanti sono chiamati DEM epipolari, non ancora georeferenziati in questa fase;
- 4) Geocodifica dei DEM epipolari per formare un singolo DEM geocodificato e georeferenziato. Il risultato è un DEM proiettato sul sistema di coordinate specifico delle immagini originali e con valori di quota assoluti (sull'ellissoide di riferimento o sul livello del mare).

Durante il processo, l'utente ha la possibilità di selezionare l'algoritmo di estrazione del DEM, che influisce sull'accuratezza del risultato finale. I due metodi disponibili in *OrthoEngine* di *PCI Geomatica* sono: "*Normal Cross Correlation*" (NCC), che produce risultati di qualità inferiore e meno dettagliati, ma con tempi di elaborazione minimi, e "*Semi Global Matching*" (SGM), che produce risultati di qualità superiore, dettagli più elevati, ma il tempo di elaborazione è notevolmente più lungo (Hirschmuller, 2005, 2007; PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017). Durante questa fase di *processing* è stato scelto di utilizzare l'algoritmo SGM, in quanto più accurato.

Altro parametro fondamentale nel flusso di lavoro è l'intervallo di campionamento dei pixel, che si riflette nella risoluzione spaziale del DEM geocodificato. Più alto è il passo di campionamento, più bassa sarà la risoluzione al suolo del DEM, ma allo stesso tempo il processo di estrazione risulterà più rapido. Per i DEM estratti in questo lavoro è stata scelta una risoluzione spaziale di 1 m.

Sempre in questa fase di scelta dei parametri è stato applicato un filtro di *smoothing* per eliminare possibili pixel *outliers* dal risultato finale, oltre ad un filtro sulle immagini epipolari, chiamato "filtro di Wallis". Questo filtro viene utilizzato per bilanciare uniformemente i dettagli dell'immagine nelle aree molto luminose o molto scure, in modo da minimizzare gli errori dovuti alle ombre (PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017).

Nel caso persistano pixel erronei o "guasti" all'interno del DEM estratto, ad essi verrà attribuito un valore specifico, stabilito dall'utente nell'interfaccia di *processing*, in modo che possano essere visualizzati rapidamente e editati manualmente. Il valore di errore predefinito è -100 m. Allo stesso modo, l'utente stabilisce quale valore di elevazione assegnare per rappresentare i pixel "*no data*" nel DEM finale (*background value*). I pixel "*no data*" saranno tutte quelle celle che si trovano al di fuori dell'area di sovrapposizione tra le immagini stereografiche. Il valore di quota predefinito per questo parametro è -32768 m.

Altro parametro opzionale è il tipo di terreno dell'area telerilevata, a scelta tra "*flat*", "*hilly*" e "*mountainous*", a seconda della crescente variabilità di elevazione aspettata. Questo parametro, che è stato impostato su "*hilly*", ottimizza i tempi di processamento per tali specifiche variabilità di elevazione. Infine, è stato scelto il livello di dettaglio del DEM da estrarre, tra le seguenti possibilità: "*low*", "*medium*", "*high*" o "*extra high*". In questo caso è stato selezionato il livello di dettaglio "*extra high*", per ottenere una risoluzione verticale sub-metrica (che tuttavia è poco significativa nel caso di errori sull'asse Z nell'ordine di grandezza del metro).

Al termine dell'estrazione del modello di elevazione digitale, il software fornisce un report del procedimento, indicando gli errori residuali sul piano X, Y e Z. In particolare, la Z RMS indica lo scarto quadratico medio dell'errore sull'asse verticale, ovvero una stima dell'accuratezza del modello finale. I report di RMS (espressi in numero di pixel) ottenuti nel processo di estrazione per i 5 DEM realizzati in questa tesi sono allegati in Appendice 2. Come si può notare, gli errori residuali nel campo dell'elevazione sono superiori al metro (media di  $\pm 4$  m), rendendo quindi poco significative le cifre decimali estratte grazie al livello di dettaglio impostato nell'algoritmo di processing. A causa della grande dimensione dei file da elaborare, è stato impossibile ottenere risultati più soddisfacenti, nonostante siano state fatte svariate prove su ogni coppia di immagini. È stato quindi scelto di mantenere un compromesso tra ottimizzazione del tempo di calcolo e qualità del dato. In Figura 19 è mostrato il dettaglio di uno dei cinque DEM estratti tramite *PCI Geomatica*.

Studi disponibili in letteratura mostrano come gli errori presenti nella generazione dei DEM incidano sulle sue successive applicazioni (Desmet, 1997; Wise, 1998; Cavalli, 2009). In generale, i DEM contengono errori sistematici prodotti dai metodi utilizzati nella sua generazione, che possono variare di magnitudine in base alla qualità dei dati di partenza (Hutchinson e Gallant, 2000; Rasemann et al, 2004; Cavalli, 2009). Per esempio, i DEM ricavati dall'interpolazione delle curve di livello da mappe topografiche presentano, specialmente in zone a bassa pendenza, una struttura a "gradini" che non rispecchia il reale andamento della superficie topografica. Inoltre, le elaborazioni derivate da suddetti DEM riportano difetti particolarmente sensibili a tali errori. Anche la restituzione delle quote mediante tecniche fotogrammetriche, come quelle utilizzate nel nostro caso, riportano errori di tipo sistematico in quanto non viene distinto il suolo nudo dalla copertura vegetazionale. Nell'area di studio tuttavia, il clima desertico e la completa assenza di vegetazione riducono questo tipo di difetti.

Oltre agli errori causati dalla scelta del metodo di acquisizione dei dati, le caratteristiche e la continuità del DEM sono fortemente influenzate dalla scelta dell'algoritmo di interpolazione (Cavalli, 2009). Questo fattore è strettamente dipendente dalle scelte dell'operatore, che deve rapportarsi con necessità di dettaglio, risoluzione, tempi e capacità di calcolo dei mezzi a disposizione. Di conseguenza, le successive analisi derivate da un DEM devono tenere sempre conto delle diverse fonti d'errore insite nelle metodologie e nella natura di questa tecnologia. Va infine precisato che i modelli digitali estratti con queste tecniche non sono DTM, ovvero non rappresentano l'effettiva elevazione del suolo nudo. Nell'area di studio tuttavia, DEM e DTM coincidono in quanto non è presente alcuna forma di copertura vegetale o oggetti antropici sopraelevati.

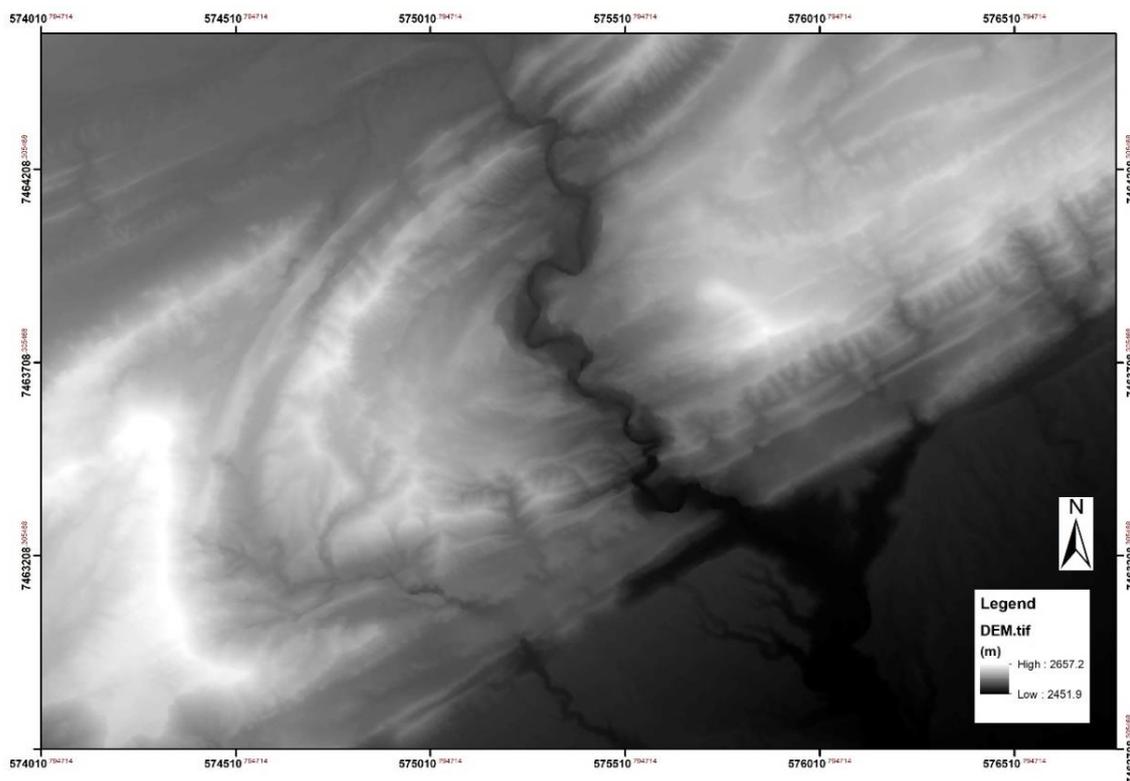


Figura 19: Esempio di DEM estratto da una coppia stereografica di immagini satellitari Pleiades-1B dell'area attorno alla Cueva Lechuza (Zona 1). La risoluzione spaziale del DEM è 1 m, mentre la precisione verticale è metrica (Z RMS pari a 2,14 pixel, ovvero +/- 4,2 m). Il reticolato chilometrico di coordinate è espresso in WGS84-UTM 19S.

### 3.1.3 Analisi geomorfologiche ed idrologiche tramite remote sensing

Le immagini elaborate grazie alle metodologie ed i software illustrati precedentemente sono state la base per successive analisi di fotointerpretazione ed estrazione di elementi geomorfologici ed idrologici. In particolare, grazie all'elevatissima risoluzione spaziale delle immagini Pleiades e all'uso di DEM a precisione metrica è stato possibile estrapolare numerose informazioni morfologiche e morfometriche sugli elementi carsici dell'area di studio, con particolare riguardo agli ingressi delle grotte già individuati in prima analisi tramite le immagini disponibili sul software gratuito *Google Earth Pro*.

Nell'area di studio, gli ingressi delle cavità sono quasi sempre costituiti da punti di risorgenza a valle lungo i margini con il *Salar de Atacama* o il *Llano de la Paciencia*, e punti di inghiottimento di un canyon, più o meno sviluppato, nelle zone sommitali della catena, dove il corso d'acqua effimero entra in contatto con i depositi di halite (esempi in Fig.20). La risoluzione spaziale di 0,5 m delle immagini a colori *pansharpened* consente di mappare con estrema precisione la maggior parte di questi ingressi. In aggiunta alle immagini satellitari e alla ricerca manuale degli elementi geomorfologici carsici, è stato di fondamentale aiuto l'elaborazione dei DEM per evidenziare caratteristiche topografiche di interesse. In particolare, grazie ad una serie di calcoli eseguiti tramite i tool del software *ArcGis*, si è cercato di testare degli algoritmi automatici in grado di enfatizzare la tipologia dei corpi litologici affioranti, gli elementi geomorfologici e il pattern di drenaggio. Il flusso di operazioni svolte è illustrato nello schema in Figura 21.

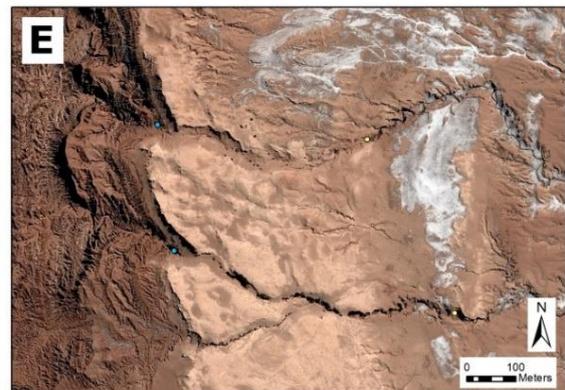
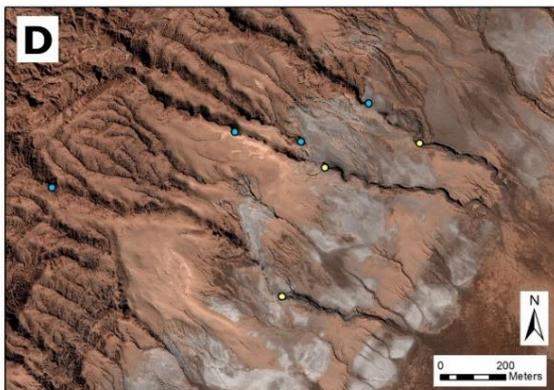
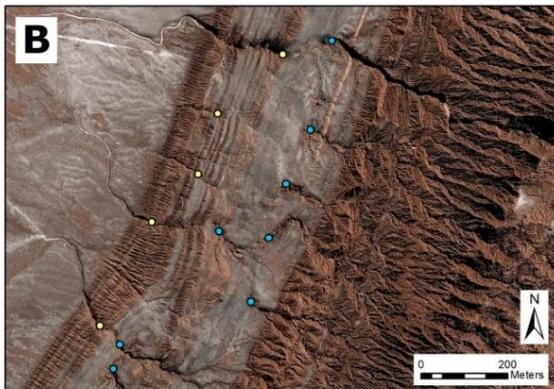
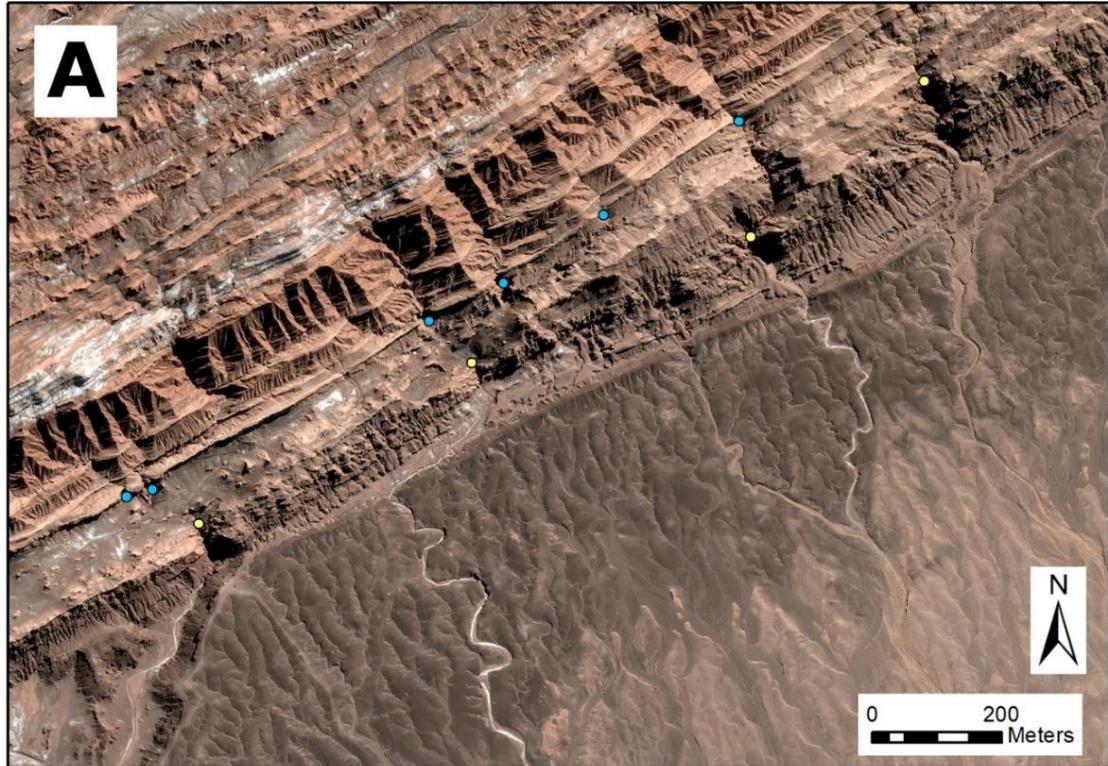


Figura 20: Esempi di individuazione degli ingressi di cavità carsiche attraverso immagini ad altissima risoluzione (Pleiades pansharpened 0,5 m di risoluzione spaziale). A) zona 1; B) zona 2; C) zona 3; D) zona 4; E) zona 5. I punti azzurri indicano inghiottitoi o ingressi alti, i punti gialli risorgenti o ingressi posti più a valle (prodotti Pleiades forniti da ESA).

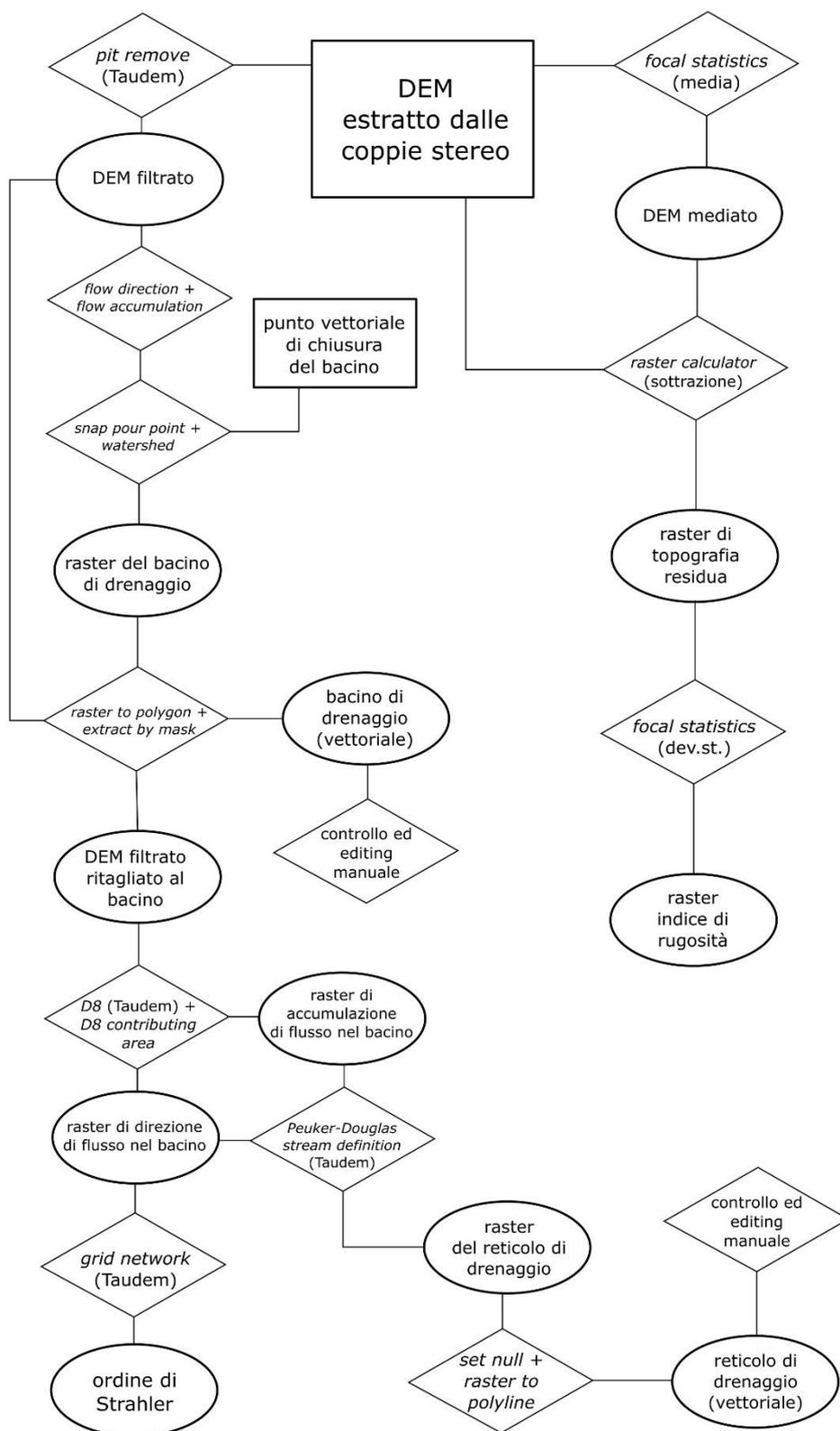


Figura 21: Flusso di lavoro attuato per l'elaborazione dei DEM estratti dalle coppie stereografiche Pleiades. I rettangoli indicano i dati di partenza, i rombi i tool di ArcGis utilizzati e le elissi i prodotti finali.

La prima fase di elaborazione dei DEM ha portato alla realizzazione di modelli di ombreggiatura del rilievo (*shaded relief*), estratti tramite il tool “*hillshade*”. Successivamente è stata compilata una serie di operazioni volte alla realizzazione di raster di “topografia residua” e indici di “rugosità topografica”. Questi indicatori forniscono un importante contributo alla comprensione della morfologia dell’area di studio, in quanto permettono di misurare la variabilità locale delle quote ad una scala d’indagine di pochi metri, consentita solamente dai DEM ad alta e altissima risoluzione (Cavalli, 2009). Diversi metodi sono stati proposti in letteratura per misurare la rugosità superficiale a partire da dati di elevazione (McKean e Roering, 2004; Glenn et al., 2006, Frankel e Dolan, 2007; Cavalli, 2009). Questi algoritmi mostrano elevate potenzialità nell’elaborazione dei modelli digitali del terreno, e permettono analisi geomorfologiche di dettaglio, basate sulla variabilità topografica all’interno di specifici intervalli spaziali definiti dall’operatore (Cavalli, 2009). Per derivare l’indice di rugosità topografica utilizzato in questo lavoro si è applicato un metodo concettualmente analogo a quello proposto da Haneberg et al. (2005) e Cavalli (2009), il cui sviluppo è basato sulla *Neighborhood Analysis* di ArcGis.

Il primo prodotto realizzato, ovvero il raster di topografia residua, è il risultato della differenza tra il raster di elevazione originario e lo stesso raster filtrato attraverso il tool “*focal statistics*” di ArcGis, che permette di assegnare ad ogni cella il valore medio di una finestra di M x N celle. Nel nostro caso, data l’alta risoluzione del raster di partenza, è stato scelto di utilizzare un intorno di 10x10 pixel, ovvero un quadrato di 100 m<sup>2</sup> di area. Successivamente, tramite il tool “*raster calculator*”, si è proceduto con la sottrazione cella per cella del DEM originale e il DEM filtrato, ottenendo quindi la topografia residua, la cui unità di misura è il metro (esempio nello schema di Figura 22).

L’ultimo passo per estrarre l’indice di rugosità topografica, che è misura della variabilità topografica nell’intorno spaziale scelto (10x10 m), è stato utilizzato il tool “*focal statistics*” per calcolare cella per cella la deviazione standard nella medesima finestra dalle dimensioni sopra indicate. Grazie a questo semplice procedimento, è stato possibile enfatizzare le aree con grande variabilità topografica, come canyon, inghiottitoi, pozzi, scarpate, e fornire indicazioni da affiancare alle immagini satellitari ad altissima risoluzione per l’estrazione degli elementi geomorfologici (Fig.23).

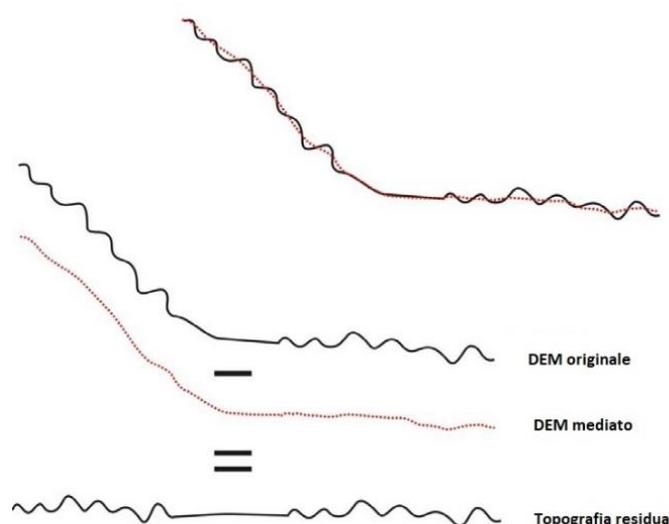
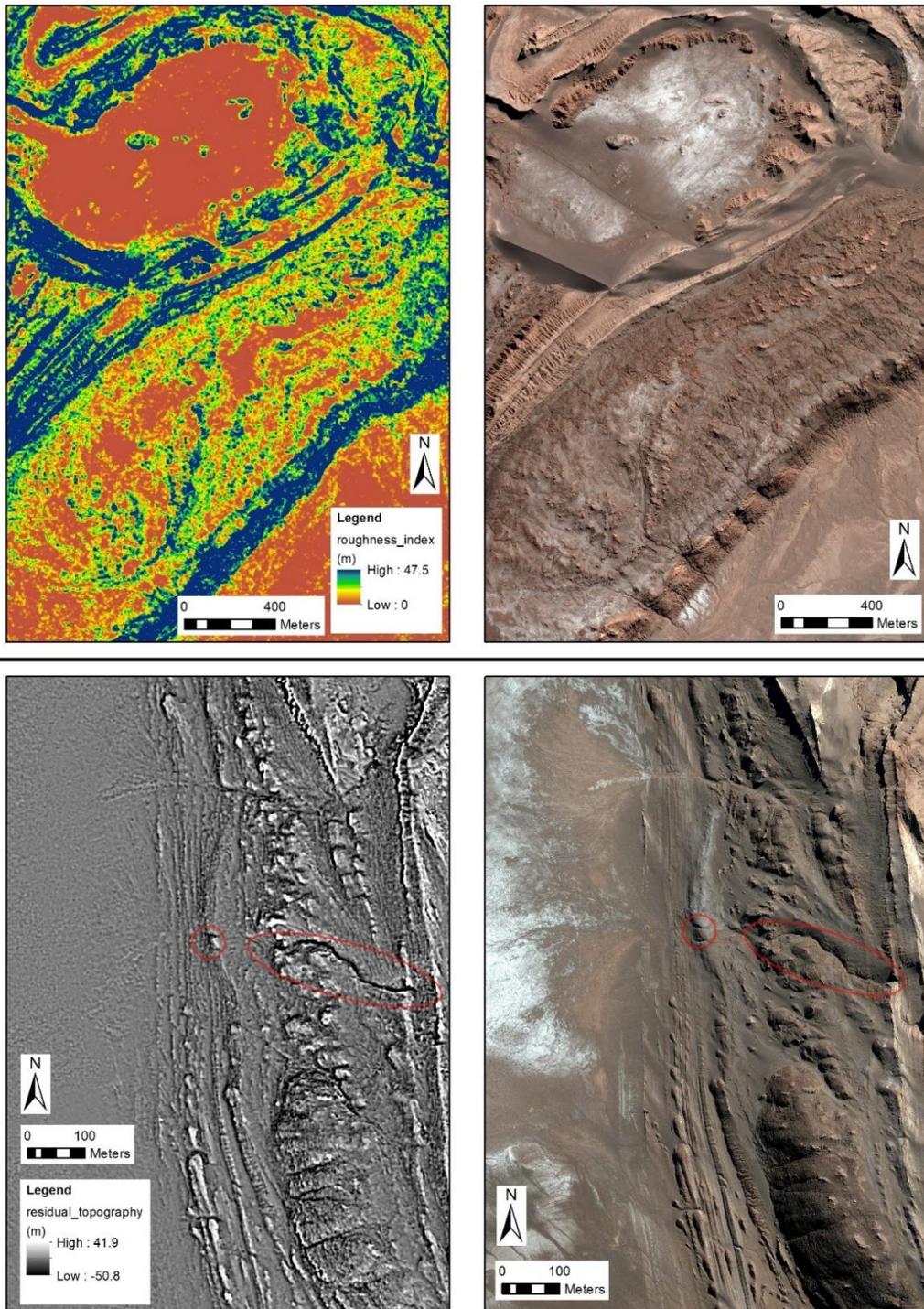


Figura 22: Schema concettuale per la realizzazione del raster di topografia residua (modificato da Cavalli, 2009).



*Figura 23: In alto: esempio di mappa dell'indice di rugosità. Valori elevati (toni blu) indicano zone con alta variabilità topografica; valori bassi (toni rossi) indicano bassa variabilità. Dal confronto con l'immagine satellitare si può notare come le aree rosse siano interessate da affioramenti di croste evaporitiche recenti (colore biancastro), le aree blu da zone a litologia terrigena, che formano morfologie calanchive e cuestas, mentre le aree di affioramento del sale presentano una distribuzione della rugosità più variabile (dovuta alla presenza di penitentes). In basso: mappa di topografia residua. Si può notare come essa possa affiancare le immagini satellitari nell'estrazione dei pattern di drenaggio e nell'individuazione degli ingressi delle cavità carsiche (in questo caso una grotta di attraversamento).*

Per quanto riguarda il secondo flusso di lavoro, atto ad estrarre informazioni sui bacini di drenaggio (Fig. 21), ci si è focalizzati sulle aree a monte di dieci cavità studiate nel dettaglio in questa tesi ed elencate in Appendice 3. L'estrazione di prodotti vettoriali (bacini e reticolo fluviale) ha permesso di calcolare ordine di Strahler (Strahler, 1952, 1957) e densità di drenaggio delle aree contribuenti alla formazione delle dieci cavità analizzate, al fine di ulteriori analisi statistiche e morfometriche, che verranno illustrate nei paragrafi seguenti.

Per estrarre questi elementi sono stati utilizzati diversi tool di *ArcGis* e il toolset *TauDEM*, plugin open source disponibile online (Tarboton et al., 2015). Questo plugin permette di eseguire algoritmi automatici a partire da modelli di elevazione digitale del terreno per analisi idrologiche. Per estrarre i bacini di drenaggio è stato inizialmente filtrato il DEM di partenza tramite algoritmi di “*pit remove*” (analogo del “*fill*” di *ArcGis* su *TauDEM*). Questo comando permette di ottenere un raster di elevazione senza interruzioni significative nel reticolo di flusso. Questo potrebbe risultare negativo nel caso di territorio carsici, dove drenaggi chiusi (o assenza di drenaggio superficiale) sono spesso fenomeni naturali e non artifici del modello digitale.

Nel nostro caso la procedura è stata comunque utilizzata per correggere gli artifici presenti nelle porzioni a monte degli ingressi grotta. Infatti, in assenza del comando “*pit remove*”, è stato osservato come tutte le procedure successive non dessero risultati soddisfacenti correlabili con le evidenze osservate dalle immagini satellitari.

Dando in *input* il raster filtrato è stato eseguito il tool “*flow direction*”, basato sull'algoritmo “D8” proposto da Jenson e Domingue (1988). Questo strumento genera una nuova matrice che mostra la direzione di flusso da ciascuna cella. Esistono otto direzioni di output valide relative alle otto celle adiacenti in cui il flusso potrebbe viaggiare, seguendo lo schema illustrato in Figura 24A. Il software assegna a ciascuna cella un valore tra gli otto disponibili, a seconda del percorso più breve che deve compiere un ipotetico flusso per spostarsi verso la cella circostante a elevazione più bassa (Jenson e Domingue, 1988).

Con il raster ottenuto da questa operazione, è possibile creare un raster di accumulazione di flusso tramite il comando “*flow accumulation*”. Questo algoritmo crea una nuova matrice dove ogni cella presenta il conteggio di accumulazione di tutte le celle che fluiscono verso la cella più bassa. Questo nuovo *raster* è una rappresentazione ideale delle celle drenanti all'interno del DEM, con valori più alti quanto più grande sarà l'area contribuente a monte di ogni pixel (schema in Figura 24B).

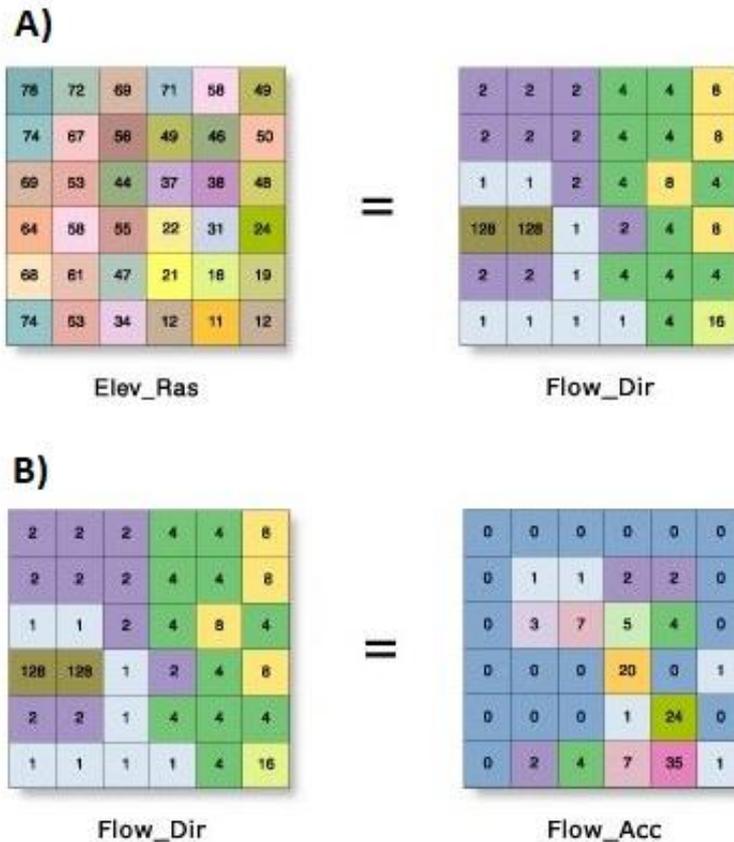


Figura 24: A) illustrazione dell' algoritmo di "flow direction" su una matrice di dati di elevazione; B) illustrazione dell' algoritmo di "flow accumulation" a partire da un raster di direzione di flusso D8.

Una volta ottenuto il raster di accumulazione di flusso, è possibile osservare la cella di chiusura del bacino di drenaggio nel punto di inghiottimento carsico. Questo punto viene definito "pour point", ed è fondamentale per l'estrazione automatica del bacino. Una volta creato manualmente questo punto (in formato vettoriale), attraverso i comandi "snap pour point" e "watershed", utilizzando come file di input la matrice di direzione di flusso il software crea un nuovo raster in cui ad ogni cella viene attribuito un valore 1 laddove essa faccia parte del bacino di drenaggio, o un valore 0 laddove essa sia esterna al bacino. Tramite il comando "from raster to polygon" è possibile convertire il file in formato vettoriale per editing manuale (nel caso il bacino presenti piccole imperfezioni) e successive elaborazioni quantitative (come il calcolo dell'area drenante).

È stato osservato che nella totalità dei casi, il bacino estratto coincida egregiamente con quello estraibile manualmente dalle immagini ad altissima risoluzione. In Figura 25 è illustrato l'esempio del bacino della *Cueva Lechuza del Campanario*, estratto automaticamente seguendo le procedure descritte in precedenza.

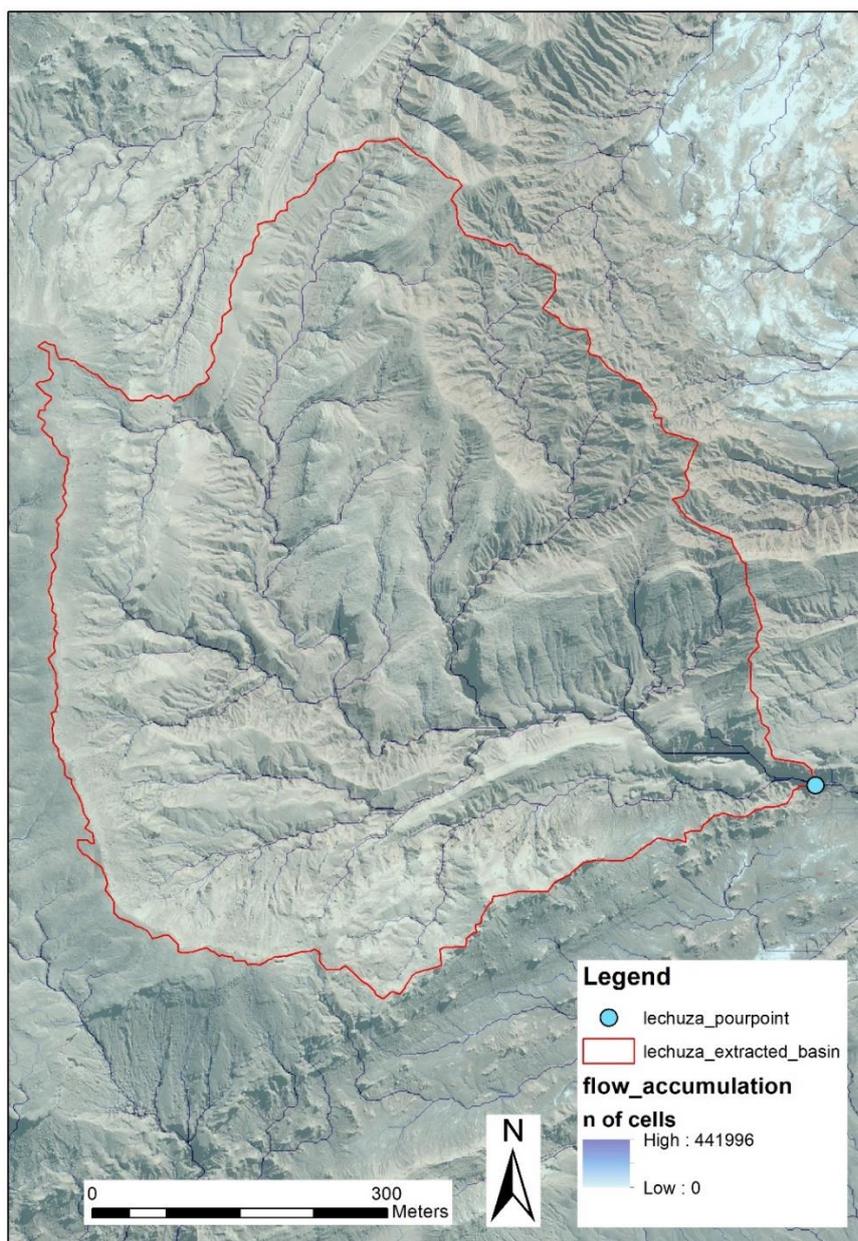


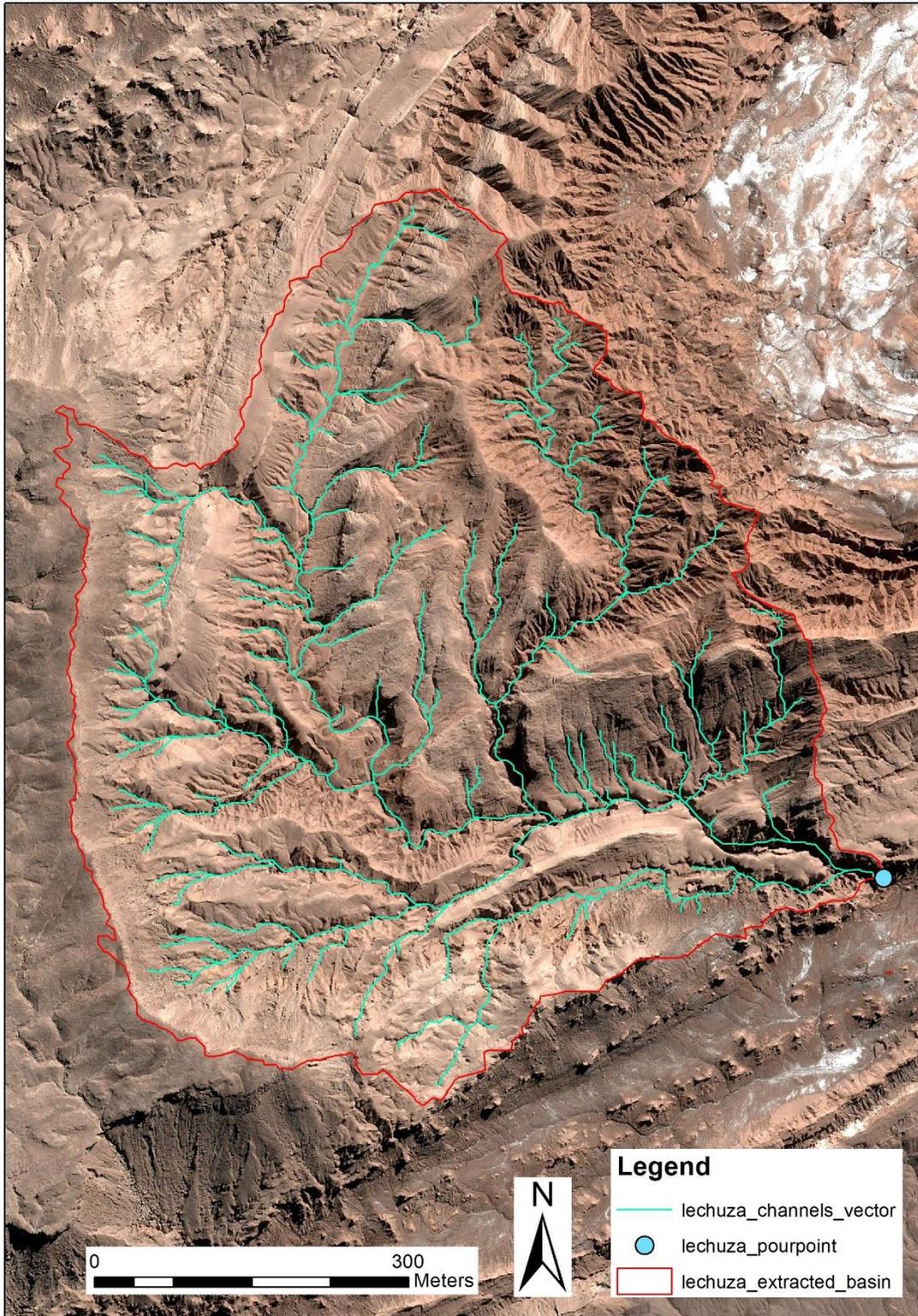
Figura 25: Esempio di bacino di drenaggio (polilinea arancione) estratta tramite gli algoritmi di ArcGis. Sotto al raster di accumulazione di flusso (in trasparenza) è visibile l'immagine satellitare pansharpened a 0,5 m di risoluzione (prodotti Pleiades forniti da ESA).

Successivamente è stato utilizzato il tool “*extract by mask*” per ritagliare il DEM filtrato originale utilizzando come maschera il file vettoriale del bacino. Dal DEM ritagliato sono stati utilizzati i tool di *TauDEM* “*D8 flow direction*” e “*D8 contributing area*” (analoghi del “*flow direction*” e “*flow accumulation*” di *ArcGis*) per estrarre versioni più precise e dettagliate del reticolo di drenaggio, utilizzabili in seguito per altri algoritmi compatibili esclusivamente con *TauDEM* (Fig. 21).

In particolare, è stato estratto l'ordine di Strahler (Strahler, 1952, 1957) del reticolo all'interno del bacino utilizzando il tool “*grid network*”, utilizzando il raster *D8 flow direction*. Infine, per estrarre un reticolo vettoriale di canali attivi a partire dai raster di *flow direction* e *flow accumulation* creati con TauDEM, è stato utilizzato il tool “*Peuker Douglas stream definition*”. Questo strumento combina parametri di soglia di area contribuyente, pendenza e curvatura della superficie topografica per generare una griglia di indicatori di flusso, in cui i valori 1 rappresentano celle drenanti e i valori 0 celle non drenanti.

Il metodo di Peuker e Douglas (1975) basato su curvatura e pendenza, nonostante sia uno tra i più potenti per la definizione dei reticoli di canali a partire da dati di elevazione della superficie topografica, spesso manca di connettività e richiede attente fasi di controllo e vincolo (Band, 1986; Tarboton e Ames, 2001). Il collegamento delle celle della griglia si ottiene utilizzando le matrici di area contribuyente (*D8 contributing area*) e impostando valori di soglia di accumulo sul numero di queste celle (Tarboton e Ames, 2001; Tarboton et al., 2015). Il tool “*Peuker Douglas stream definition*” di *TauDEM* combina tutte queste procedure per ottenere uno degli algoritmi automatici più accurati disponibili nel campo del processing GIS.

Per finire, attraverso il tool “*set null*” e “*from raster to polyline*” è stata convertita la matrice di celle del reticolo in un file vettoriale, in modo da poter editare manualmente i possibili errori nella definizione dei canali e per eseguire calcoli morfometrici quantitativi (come il calcolo della lunghezza del reticolo e della densità di drenaggio). In Figura 26 è inserito un esempio del reticolo di drenaggio estratto automaticamente per la *Cueva Lechuza del Campanario*, prima della fase di editing manuale. Si può notare come il reticolo estratto seguendo il metodo sopra illustrato sia estremamente coerente con quello reale osservabile dalle immagini satellitari ad altissima risoluzione.



*Figura 26: Reticolo di canali estratto secondo il metodo "Peuker Douglas stream definition" di TauDEM, che combina parametri di curvatura, pendenza, soglia di area contribuyente e informazioni sulle direzioni di flusso (D8). Si può notare come il reticolo vettoriale estratto sia estremamente coerente con quello reale osservabile dalle immagini satellitari (prodotti Pleiades forniti da ESA).*

## 3.2 Analisi morfometriche e dell'orientamento delle grotte nel sale

### 3.2.1 Analisi dell'orientamento strutturale delle grotte tramite elaborazione dei rilievi topografici

Come primo passo per studiare possibili relazioni tra struttura geologica e fenomeno carsico nell'area di studio sono stati presi in esame i rilievi topografici delle dieci cavità campione (App.3).

Per ciascuno dei rilievi è stata eseguita un'elaborazione delle planimetrie al fine di estrarre informazioni statistiche sull'orientamento strutturale delle cavità, metodo già utilizzato in letteratura in diversi casi (Belvederi e Garberi, 1986; Nelson, 1988; Barlow e Ogden, 1992; Stafford et al., 2008; Pisani, 2016; Pisani et al., 2018), sia per ottenere stime indirette sulle principali direzioni di deformazione, sia per analisi morfostrutturali. Per la precisione, è stato calcolato manualmente l'azimut  $i$  (corretto rispetto al nord geografico) e lunghezza  $L_i$  (espressa in metri) di ogni segmento significativo della cavità (maggiore di 2 m di sviluppo). Queste misure sono state inserite in un foglio di calcolo per successive elaborazioni tramite i software *Microsoft Excel* e *GeoRose* (Yong Technology Inc.).

Dopo aver suddiviso le misure in classi di distribuzione con intervallo di  $5^\circ$ , è stata calcolata la frequenza normalizzata ( $N_{norm}$ ) per ciascuna classe direzionale, "pesando" tale valore in base alla sua lunghezza complessiva ( $L_{class}$ ) rispetto alla lunghezza media dei segmenti della cavità ( $L_{mean}$ ), utilizzando le seguenti formule:

$$N_{norm} = \frac{L_{class}}{L_{mean}}$$

Dove:

$$L_{class} = \sum_i^{i+5} L_i$$

$$L_{mean} = \frac{L_{tot}}{n}$$

$n = \text{numero di misure}$

Attraverso questo semplice calcolo è possibile visualizzare le direzioni di sviluppo preferenziale delle cavità, tenendo conto della lunghezza dei singoli segmenti. Una volta completata l'elaborazione, i risultati sono stati riportati in grafici a rosa (tramite il software *GeoRose*) ed istogrammi organizzati in base alle zone carsiche di appartenenza delle grotte analizzate.

### 3.2.2 Analisi morfometriche delle grotte tramite elaborazione dei rilievi topografici

Ulteriori analisi effettuate sui rilievi topografici delle dieci cavità in esame sono state: calcolo del gradiente idraulico e calcolo del rapporto tra lunghezza d'onda e larghezza delle anse meandriche sotterranee. Questi calcoli hanno usufruito in parte di alcuni dati già elaborati da De Waele et al. (2009a) sulle grotte della Zona 1, mentre sono stati eseguiti per la prima volta per le grotte delle Zone 2 e 3.

Il calcolo del gradiente idraulico si è basato sulla semplice divisione tra il dislivello complessivo della cavità (D) e la distanza planimetrica tra il punto di inghiottimento più alto a monte, e il punto di risorgenza ultimo a valle (E). Il rapporto tra queste due misure, estrapolabile dai rilievi topografici, rappresenta il gradiente idraulico della cavità.

Per quanto riguarda invece la seconda elaborazione, è stato applicato un metodo di indagine tipico della geomorfologia fluviale (Leopold et al., 1964; Williams, 1986; Thorne et al., 1998; Knighton, 1998) per avere stime sul grado di evoluzione dei canali meandriche sotterranee (Deike e White, 1969). Questa analisi morfometrica si basa sul calcolo della larghezza planare del canale e della lunghezza d'onda lineare (distanza tra due punti di massimo) di un tratto di asta fluviale meandrica, come da esempio in Figura 27.

Per ciascuna grotta sono state calcolate le due variabili lungo  $n$  meandri, riportate poi in grafici X-Y per estrarre indici di correlazione lineare ( $R^2$ ).

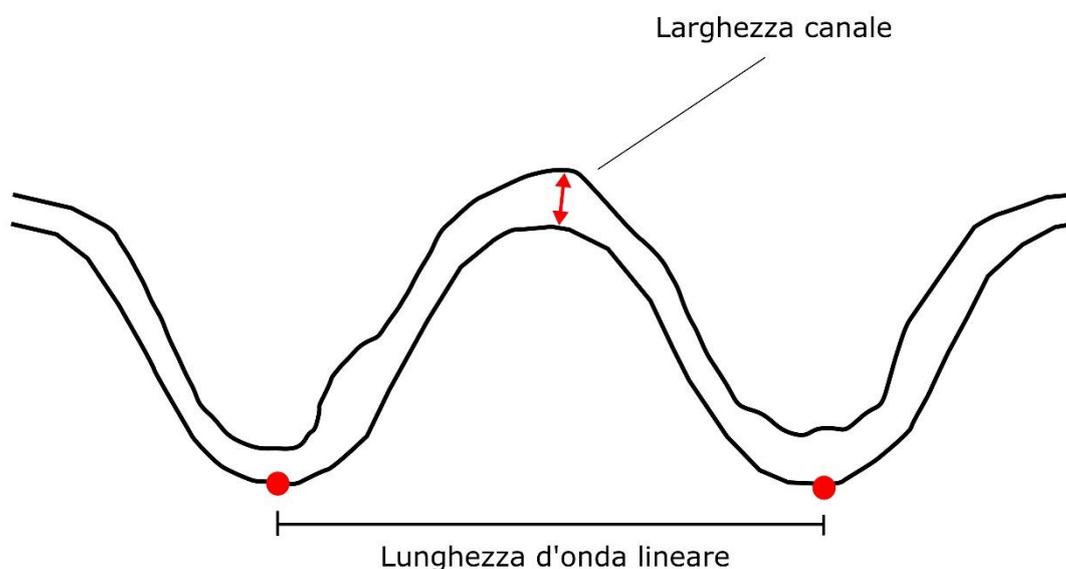


Figura 27: Calcolo dei parametri di lunghezza d'onda lineare e larghezza dei canali meandriche. Il rapporto tra queste variabili fornisce stime sul grado di evoluzione ed equilibrio raggiunto dal corso d'acqua sotterraneo (Deike e White, 1969; De Waele et al., 2009a).

### 3.3 Rilevamento geologico a scala 1:100'000

L'area di studio è stata oggetto di rilevamento geologico a scala 1:100'000, al fine di mappare con dettaglio l'assetto strutturale della *Cordillera* e l'area di affioramento della Formazione di San Pedro. Per motivi di scala e leggibilità, è stato scelto di mappare esclusivamente le due unità informali in cui è stata suddivisa la Formazione: l'unità inferiore (OMsp1-4) e quella superiore (OMsp5-8) (Fig.3).

A supporto del rilevamento di campagna effettuato nel poco tempo a disposizione durante la spedizione, in cui ci si è concentrati sullo studio di dettaglio delle grotte, sono state di fondamentale aiuto le immagini satellitari Pleiades ad altissima risoluzione e le loro elaborazioni descritte nei precedenti paragrafi. Infatti, a causa della completa assenza di vegetazione, della pressoché totale mancanza di nuvolosità e dell'ottima definizione nelle immagini, è stato possibile condurre indagini da remoto estremamente dettagliate al fine di estrarre giaciture e limiti geologici.

Utilizzando i DEM ad altissima risoluzione è stato possibile realizzare profili topografici di elevato dettaglio, che sono stati utilizzati per tracciare sezioni geologiche al fine di controllare e validare gli spessori e le geometrie nel sottosuolo delle unità mappate. Inoltre, tali modelli sono stati utili nel calcolo delle giaciture da remoto quando non è stato possibile misurarle direttamente in campagna. In particolare, lungo le zone di affioramento tagliate dai canyon, è possibile visualizzare i pacchi di strati inclinati ed estrapolarne direzione ed immersione (esempio in Fig.28 utilizzando DEM e modello *shaded relief*).

Per misurare l'inclinazione è stato definito il piano di strato attraverso l'individuazione di almeno tre punti caratterizzati da altitudine nota (Kneissl et al., 2010). In questo modo, grazie ai *tool* presenti nel software di elaborazione tridimensionale *ArcScene* (di *ArcGis*), è stato possibile calcolarne automaticamente l'inclinazione. Per ottenere risultati affidabili con questa metodologia è indispensabile avere a disposizione modelli digitali del terreno ad altissima risoluzione, che consentono di individuare con adeguata precisione i punti del piano da caratterizzare.

Il rilevamento geologico di terreno è stato condotto con strumentazione classica (bussola e GPS) e con l'ausilio di distanziometro laser per calcolare spessori e distanze, sia in campagna che in grotta. Il rilevamento ipogeo si è rivelato uno strumento essenziale per osservare le caratteristiche interne degli affioramenti di sale massivo, che in superficie presentano estese coltri di alterazione (descritte nel paragrafo 2.5.2).

Le grotte in cui è stato condotto un rilevamento geologico-strutturale di dettaglio sono indicate in Tabella 4.

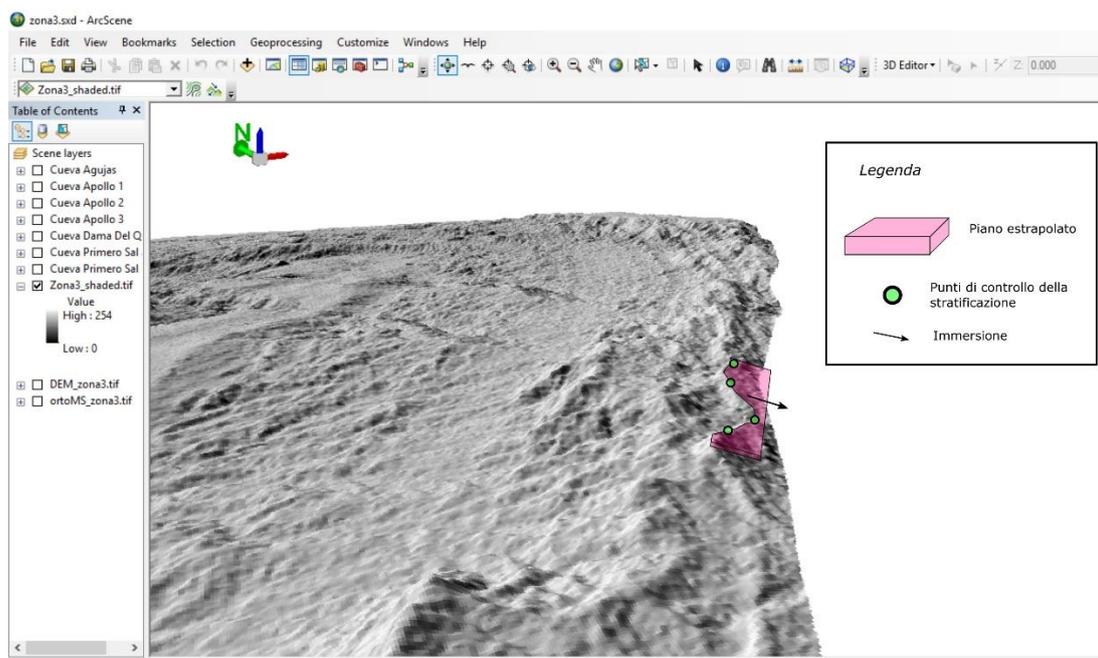


Figura 28: Esempio di calcolo del dip di un piano di stratificazione tramite modello digitale del terreno ed il software ArcScene (raster base: shaded relief senza esagerazione verticale; elevazione calcolata dal raster DEM).

Tabella 4: Elenco e dati delle grotte in cui è stato eseguito un rilevamento geologico-strutturale di dettaglio. \*: distanza planimetrica rilevata; \*\*: in questa grotta è stata eseguita solo l'analisi fotogrammetrica ed il rilevamento delle vene di una zona di taglio (vedi paragrafo 3.4).

Nome e n° catasto (da Padovan, 2015)	Latitudine WGS84	Longitudine WGS84	Sviluppo totale e distanza plan. rilevata	Dislivello	Zona carsica
Cueva Lechuza del Campanario (SP8)	S 22°56'19"	W 68°15'52"	579 m 460 m*	24 m	1
Cueva Mina Chulacao (SP4)	S 22°56'28"	W 68°14'22"	1025 m 170 m*	37 m	1
Cueva Palacio del Sal o Caverna della Valle della Luna (SP3)	S 22°56'39"	W 68°16'40"	393 m 60 m*	16 m	1
Cueva de l'Arco de la Paciencia (SP24)	S 23°09'23"	W 68°26'44"	1934 m 440 m*	168 m	2
Complesso carsico Dario Cressi (SP30,31,35,36)	S 23°08'24"	W 68°24'35"	~5 km ~900 m*	142 m	2
Cueva Apollo II (SP???) **	S 23°21'16"	W 68°30'05"	534 m ~20 m*	12 m	3

Il rilevamento è stato eseguito con il metodo delle “*scan-lines*”, trattando l’intera porzione di cavità rilevata (vedi dati in Tabella 4) come un singolo transetto in cui sono state misurate tutte le discontinuità incontrate lungo le pareti, a mano a mano che si procedeva. In questo modo è stato possibile ricavare anche una stima della densità di fratturazione dell’ammasso salino. Ogni elemento geologico misurato è stato posizionato sul rilievo topografico ed è stata indicata: tipologia (stratificazione, vena, joint, piega, foliazione ecc.); direzione di immersione (*dip* azimuth); inclinazione (*dip*); persistenza; apertura o spessore; riempimento; descrizione. Il database ottenuto è stato utilizzato per successive analisi strutturali tramite il software *Stereonet* (Allmendinger et al., 2011; Cardozo e Allmendinger, 2013).

Infine, i principali elementi geologici (stratificazione, faglie e pieghe) sono stati disegnati sui rilievi topografici per simulare delle carte strutturali del sottosuolo. Una volta georeferenziati i rilievi, questi dati sono stati proiettati sulla superficie topografica esterna tramite il software di restituzione di rilievi ipogei *cSurvey*.

### **3.4 Analisi strutturali tramite elaborazione di nuvole di punti da fotogrammetria terrestre**

Un’altra metodologia utilizzata in questo lavoro è stata quella dell’elaborazione e della gestione di nuvole di punti (estratte da tecniche fotogrammetriche) per analisi strutturali. In particolare, si è cercato di testare le potenzialità di estrazione di elementi geologici da remoto attraverso il software *CloudCompare*, ed in particolare il plugin di *Compass* (Thiele et al., 2017). Questo tipo di approccio rappresenta una novità degli ultimi anni, sia per la tecnologia coinvolta, sia per le sue applicazioni, che richiedono buone capacità informatiche e di *processing* nel campo della grafica tridimensionale. In letteratura si trovano diversi esempi di come sia possibile sfruttare modelli virtuali fotogrammetrici e scansioni laser scanner per estrarre giaciture, caratterizzare ammassi rocciosi ed eseguire analisi geostrutturali o geomorfologiche (Tavani et al., 2014, 2016; Thiele et al., 2015, 2017; Viana et al., 2016; Harvey et al., 2017; Martínez et al., 2017; De Waele et al., 2018).

Nel nostro caso è stato utilizzato questo approccio per estrarre informazioni su un reticolo di vene di sale in una zona di taglio all’interno della grotta *Cueva Apollo 2* (vedi App.3). L’elaborazione di 81 fotografie (report in Appendice 4) ha prodotto un modello digitale di oltre 70’000 punti, con una risoluzione di 1,1 mm/pixel. Il processing è stato condotto dall’azienda VIGEA – Virtual Geographic Agency (Reggio Emilia), che ha gestito anche la fase di acquisizione sul campo.

Una volta ottenuta la nuvola di punti in scala (attraverso calibrazioni basate su target di riferimento, a larghezza nota, inseriti nelle fotografie), essa è stata georeferenziata per estrarre misure geocodificate nello spazio. Dato che il software *CloudCompare* non permette di elaborare dati in uno spazio X-Y-Z di riferimento, questa procedura è stata eseguita manualmente, allineando il modello digitale con il rilievo topografico della grotta. La nuvola di punti è stata quindi ritagliata per lavorare esclusivamente sulla parete di interesse (parete est). L’estrazione delle vene è stata eseguita tramite gli strumenti “*trace tool*” e “*plane tool*” di *Compass* (Thiele et al., 2017). Il primo consente di tracciare, secondo una procedura semi-automatica, le discontinuità individuate nella nuvola di punti (schema concettuale in Figura 29); il secondo consente di estrarre la giacitura di un piano, calcolato lungo le tracce mappate in precedenza (esempio di interfaccia di lavoro in Figura 30).

Utilizzando come strumento di controllo le fotografie prima dell'elaborazione della nuvola di punti e i dati di campagna, sono state estratte informazioni di giacitura e lunghezza delle vene, organizzate in un database esportato in formato CSV (*Excel*) e successivamente elaborato con il software *Stereonet*.

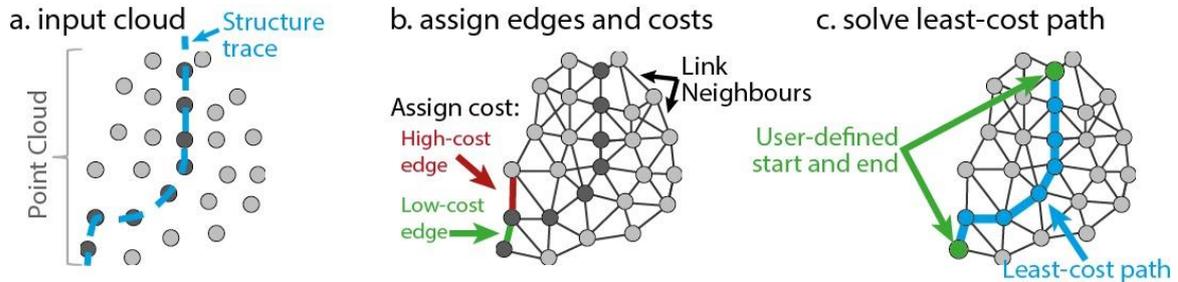


Figura 29: Metodo di funzionamento del “trace tool” in CloudCompare. L’operatore stabilisce vari punti nella nuvola, interpretati come una struttura geologica, ed il software restituisce in automatico una traccia basandosi sul percorso più vicino e sul contrasto di intensità dei pixel (da Thiele et al., 2017).

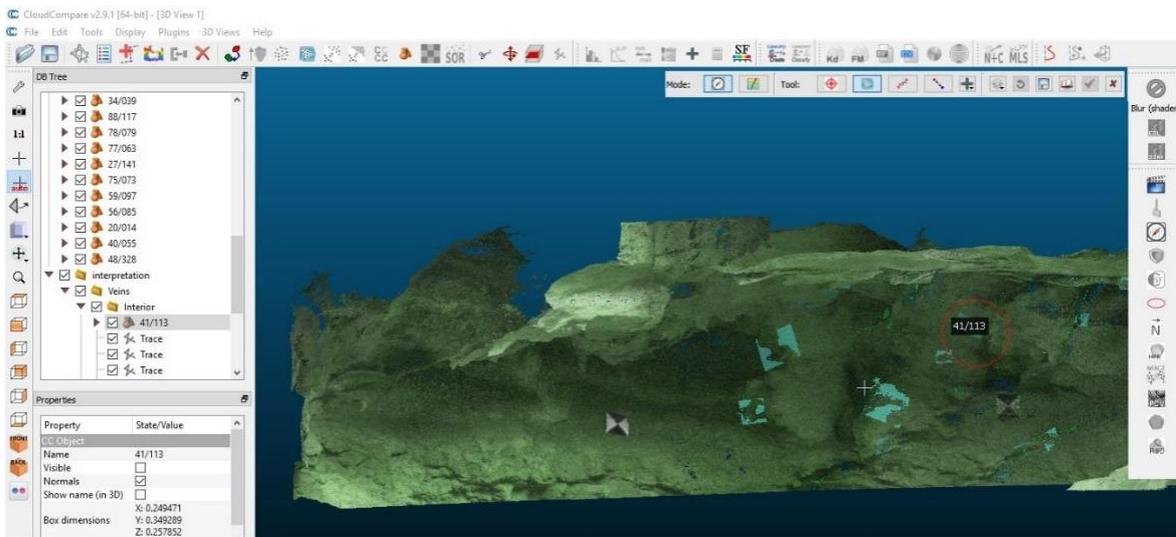


Figura 30: Esempio di interfaccia di lavoro di CloudCompare. Sulla sinistra vengono salvate le misure dei piani indagati dall'utente tramite il puntatore (cerchio rosso, di raggio modificabile). La nuvola di punti può essere visualizzata in modalità colori (RGB), intensità o illuminazione (PCV).

## CAPITOLO 4: Risultati

### 4.1 Carta geologica della *Cordillera de la Sal*

Il primo e fondamentale risultato ottenuto grazie al lavoro svolto per questa tesi è stato la redazione di una carta geologica originale dell'area di studio (scala originaria 1:100'000). Nel prodotto, inserito in Figura 31, sono state mappate le unità che caratterizzano la successione di età Oligocene-Pleistocene descritte nel paragrafo 2.2 e i principali elementi strutturali.

Insieme alla carta geologica, è stata prodotta anche una carta strutturale (Fig.32), in cui sono evidenziate le sole strutture tettoniche (pieghe, faglie principali e lineamenti) estrapolate dalle immagini satellitari, dal rilevamento sul terreno ed infine dai dati di sismica riflessione di Rubilar et al. (2017).

La carta geologica in Figura 31 mostra anche la posizione di tre transetti lungo i quali sono state realizzate delle sezioni geologiche di dettaglio, inserite in Figura 33. Queste tre sezioni trasversali sono state scelte per caratterizzare i diversi domini strutturali osservati nell'area di studio (sezione A-A': dominio settentrionale; sezione B-B': zona di transizione; sezione C-C': dominio meridionale). In queste sezioni è stato scelto di evidenziare anche i membri interni della Formazione di San Pedro, raggruppati sulla base della legenda espressa a corredo delle figure. Questo ha permesso di ricostruire meglio la geometria delle pieghe (tramite correlazione tra i limiti geologici) e ha contribuito a rendere più leggibili le rappresentazioni grafiche.

La restituzione grafica delle sezioni è stata eseguita tramite i software *ArcGis* e *Inkscape*. Se non specificato altrimenti, i prodotti cartografici inseriti in questo capitolo sono proiettati nel sistema di riferimento WGS84 - UTM 19S.

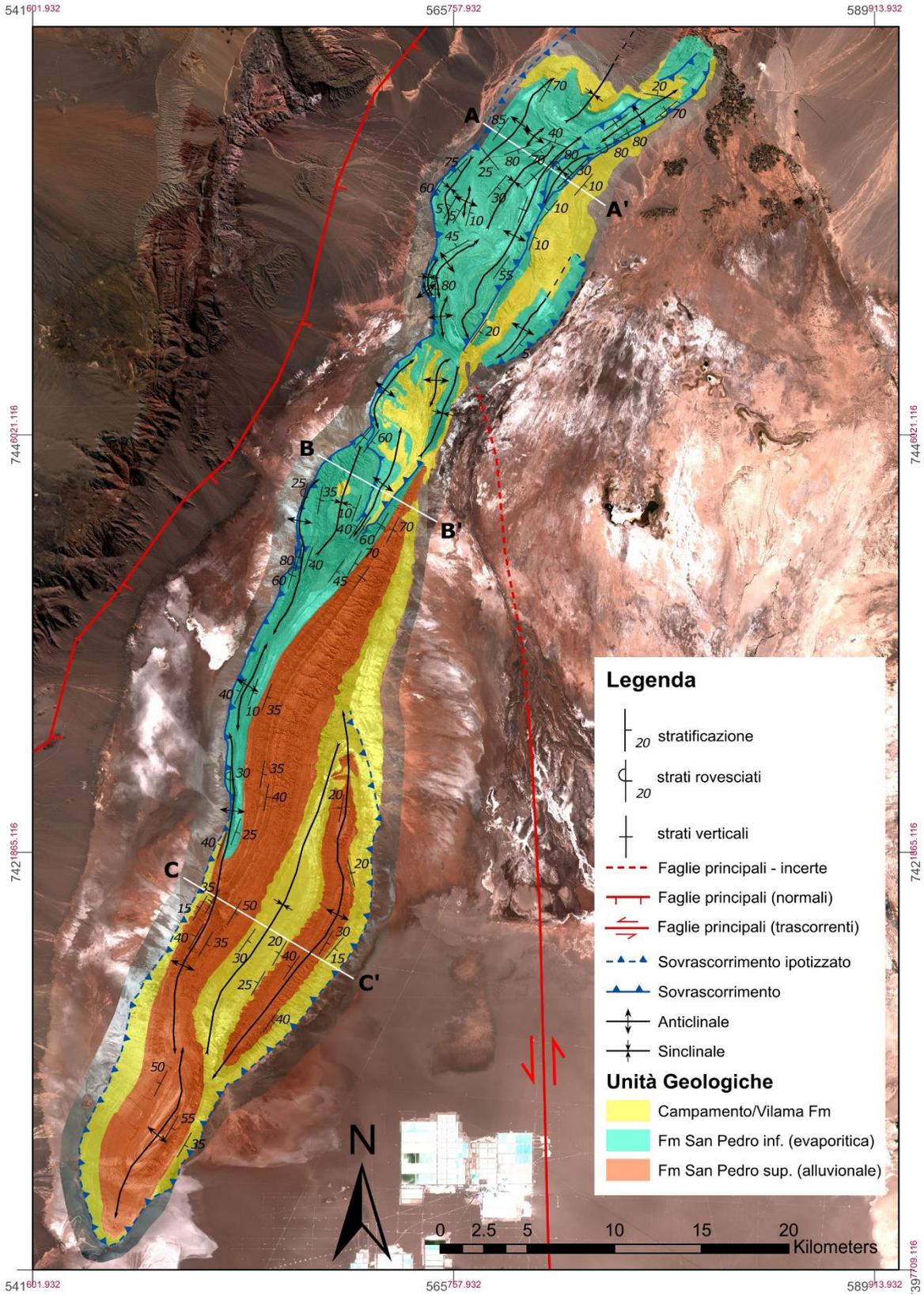


Figura 31: Carta geologica originale di dettaglio della Cordillera de la Sal. Mappa base: immagini Sentinel-2 e Pleiades (forniti da ESA). I transetti bianchi A-A', B-B' e C-C' indicano l'ubicazione delle sezioni geologiche di Figura 33.

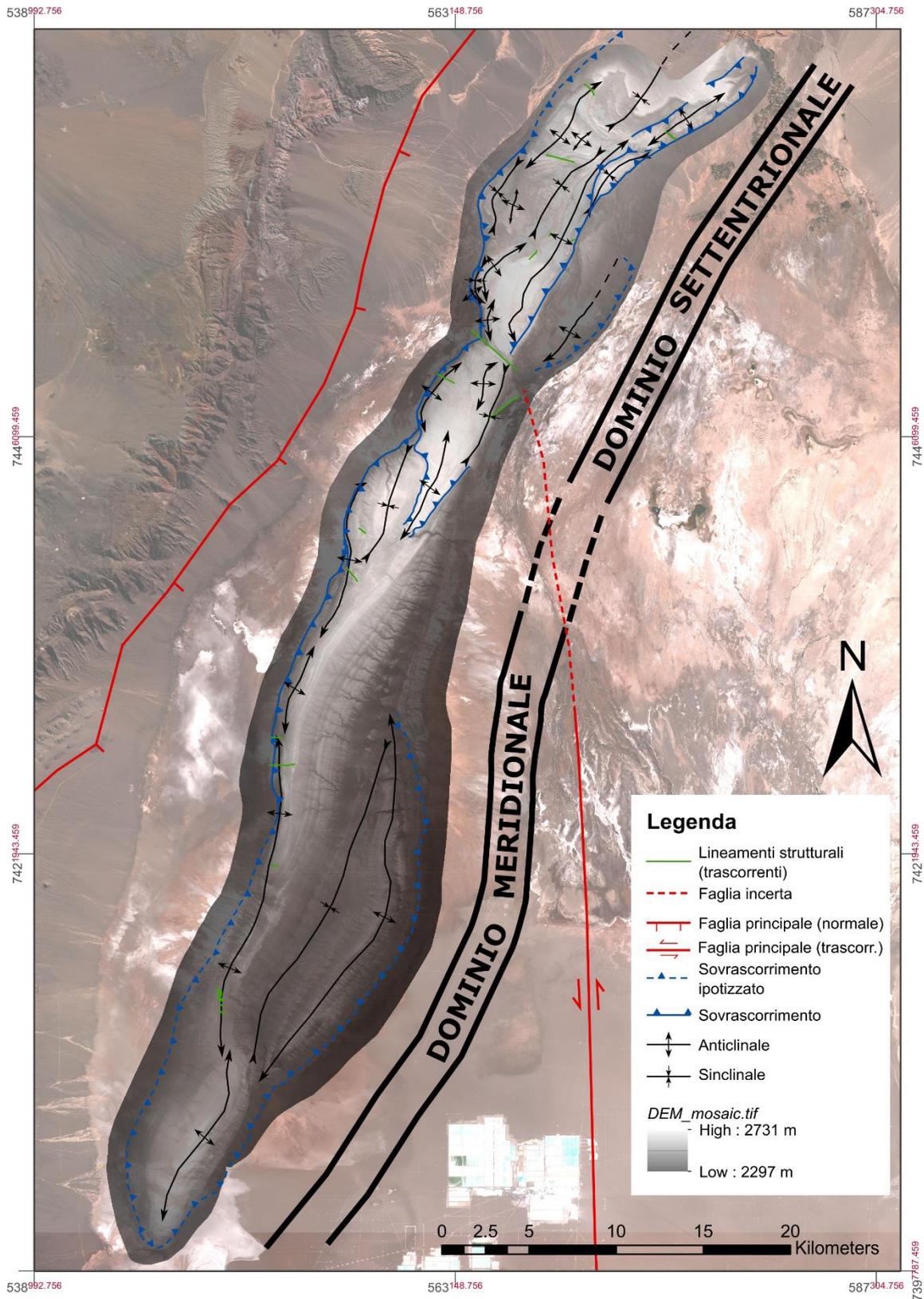


Figura 32: Carta strutturale della Cordillera de la Sal. Mappa base: immagini Sentinel-2 e mosaico dei DEM estratti dalle coppie stereografiche Pleiades (immagini satellitari fornite da ESA).

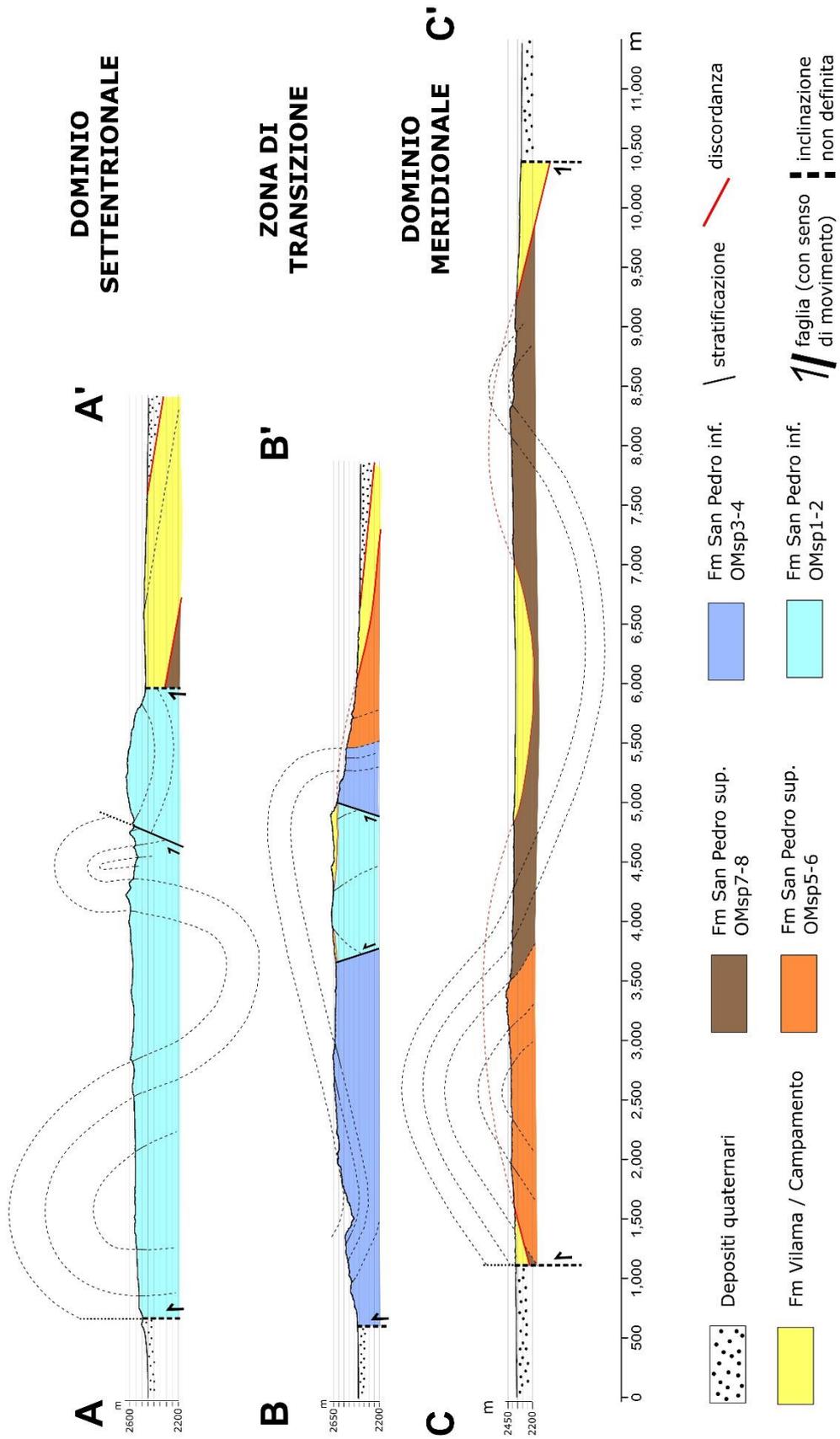


Figura 33: Sezioni geologiche dei domini strutturali della Cordillera de la Sal. Per l'ubicazione dei profili si veda la carta geologica in Fig.31. Le linee tratteggiate indicano le correlazioni tra i limiti geologici mappati.

## 4.2 Rilevamento geologico-strutturale delle grotte nel sale

Durante la spedizione è stato condotto un rilevamento geologico-strutturale di dettaglio in sei cavità nel sale, elencate in Tabella 4. Di seguito sono inserite le descrizioni, i risultati e le elaborazioni ottenute per ciascuna grotta.

I dati delle giaciture sono espressi nel metodo “direzione di immersione (*dip azimuth*) / inclinazione (*dip*)”. Se non specificato altrimenti, gli stereogrammi, plottati sulla griglia di “*Schmidt equal area projection*”, sono rappresentati tramite piani o in “*contour areas*” dei poli, calcolate tramite il metodo “*kamb contour*”, con intervallo di significatività di  $3\sigma$  e correzione di Terzaghi.

### 4.2.1. Cueva Lechuza del Campanario

La *Cueva Lechuza del Campanario* si trova nella Zona 1, non lontano dall'ingresso turistico del Parco della Valle della Luna (App.3). La grotta mostra le tipiche caratteristiche di una “grotta di attraversamento” vadosa, con andamento meandriforme, in cui sono distinguibili più livelli di stazionamento o possibili eventi di piene catastrofiche (risultanti nella classica geometria a mensole; Fryer, 2005; De Waele et al., 2009a).

La cavità attraversa un pacco di sale massivo, con frequenti intercalazioni di strati sottili di siltiti bruno-rossastre o livelli di gesso bianco microcristallino, dallo spessore complessivo di circa 125 m. Il rilevamento in grotta ha permesso di restituire una carta geologica della cavità, disegnata sul rilievo topografico ed inserita in Figura 34.

Entrando nel dettaglio delle strutture rilevate, è stata osservata un'elevata concentrazione di piani di stratificazione (dati dai livelli di siltiti o gesso), mediamente inclinati di  $80^\circ$  verso NW. Questi sottili strati, presentano nella quasi totalità dei casi delle evidenze di taglio (deformazione fragile-duttile) a cinematica normale (*bedding-plane faults*), con presenza di fratture aperte ricristallizzate ad halite (Fig.35A). Nelle zone dove si ha maggiore frequenza dei piani di interstrato è stata osservata la presenza di zone di taglio associate ad ampie aree di deformazione; in queste zone di taglio l'halite presenta una tessitura foliata. Altre strutture rilevate sono zone di taglio sub-verticali orientate NE-SW, con apparente cinematica trascorrente o obliqua, che tagliano il sale massivo. In questo caso, la struttura della zona di taglio è caratterizzata da *fabric* S-C, in cui *cluster* sigmoidali di sale deformato sono immersi in una matrice cataclastica di materiale fine insolubile, foliata. Lungo la terza ansa dall'ingresso alto (“*selenite entrance*”) è stata osservata una di queste strutture tettoniche che disloca una mensola del meandro con offset apparente di 8 cm (Fig.35B).

Verso l'uscita a valle della grotta è stata osservata una zona di taglio duttile caratterizzata da un'alternanza tra livelli di gesso microcristallino e argille scure, piegati disarmonicamente (Fig.35C). La cinematica della zona di taglio non è definibile con chiarezza.

Altri elementi di interesse sono la presenza di *joints* aperti conduttivi, da cui crescono grandi speleotemi di sale (Fig.36A). Questi *joints* subverticali presentano un orientamento estremamente definito e specifico (set coniugati NE-SW e NW-SE), come evidenziato dallo stereodiagramma in Figura 38. Inoltre, sono presenti molti giunti di stratificazione caratterizzati da presenza di polveri bianche di anidrite (De Waele et al., 2017), che si agglomerano in *clusters* e coni di detrito ai piedi delle pareti (Fig.36B).

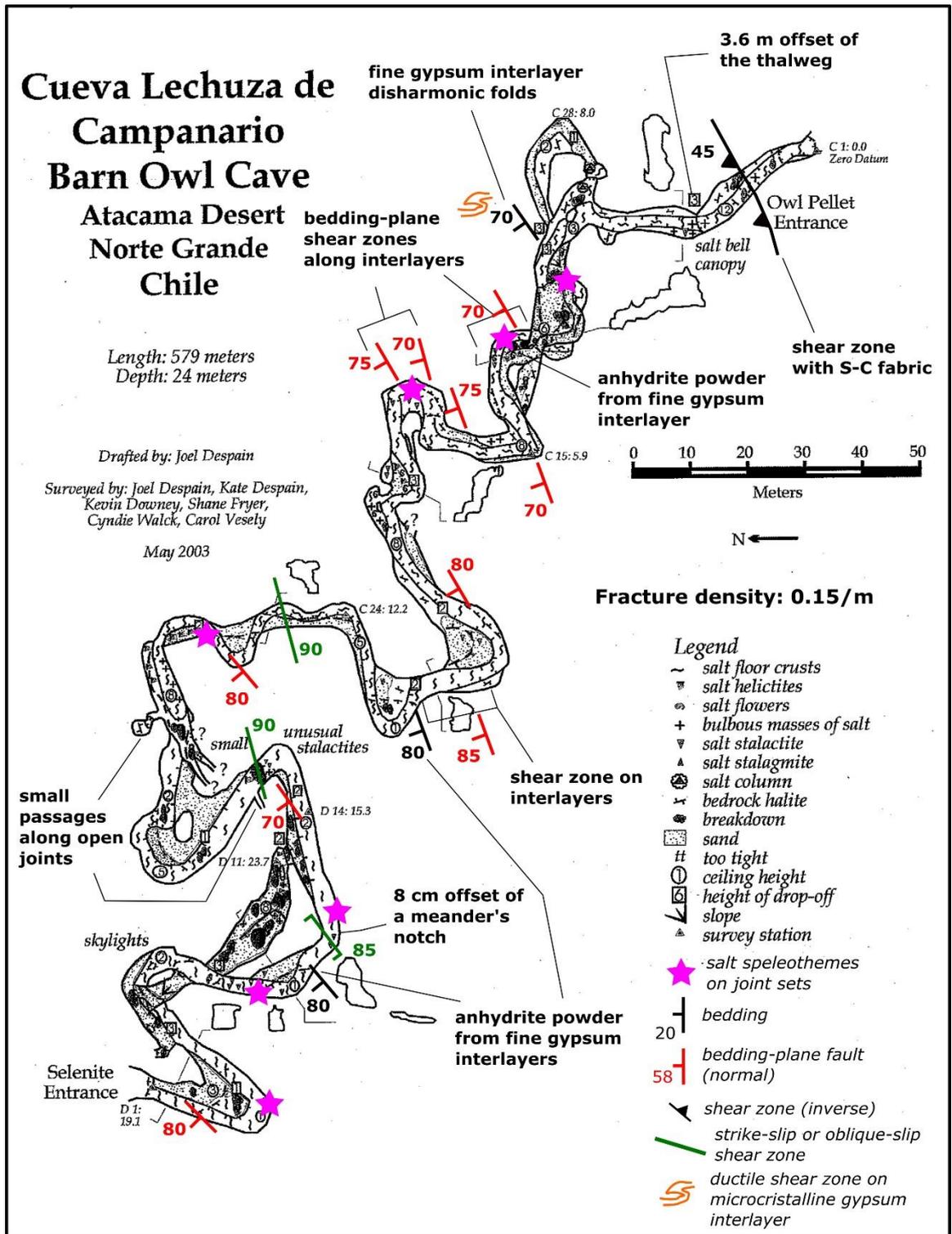


Figura 34: Rilievo geostrutturale della Cueva Lechuza del Campanario (Rilievo speleologico da Fryer, 2005).



Figura 35: A) Bedding-plane fault lungo strato sottile di siltite. Presenti vene di sale e joint aperti (piani T, R e P). Cinematica normale; B) zona di taglio nel sale massivo, con offset apparente normale (8 cm). La faglia mostra geometria e spessore irregolari, con nucleo caratterizzato da cataclasite e vene sigmoidali di sale; C) livelli di gesso (bianco) e argilliti (marroni) piegati duttilmente in maniera disarmonica. (foto di N. Damiano).

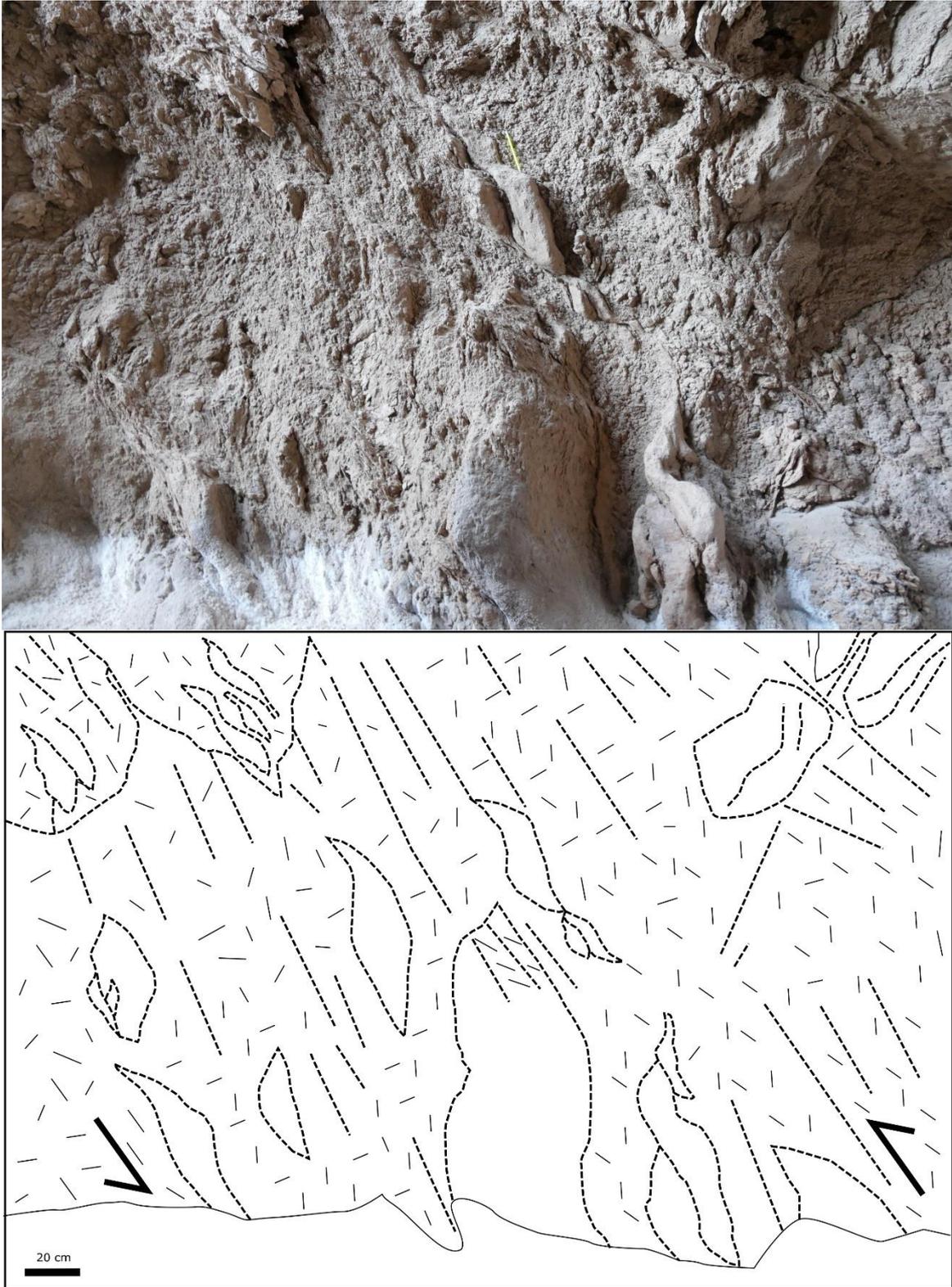


Figura 36: A) Sistemi di joints conduttivi con speleotemi di sale; B) interstrato con agglomerato di anidrite polverosa.

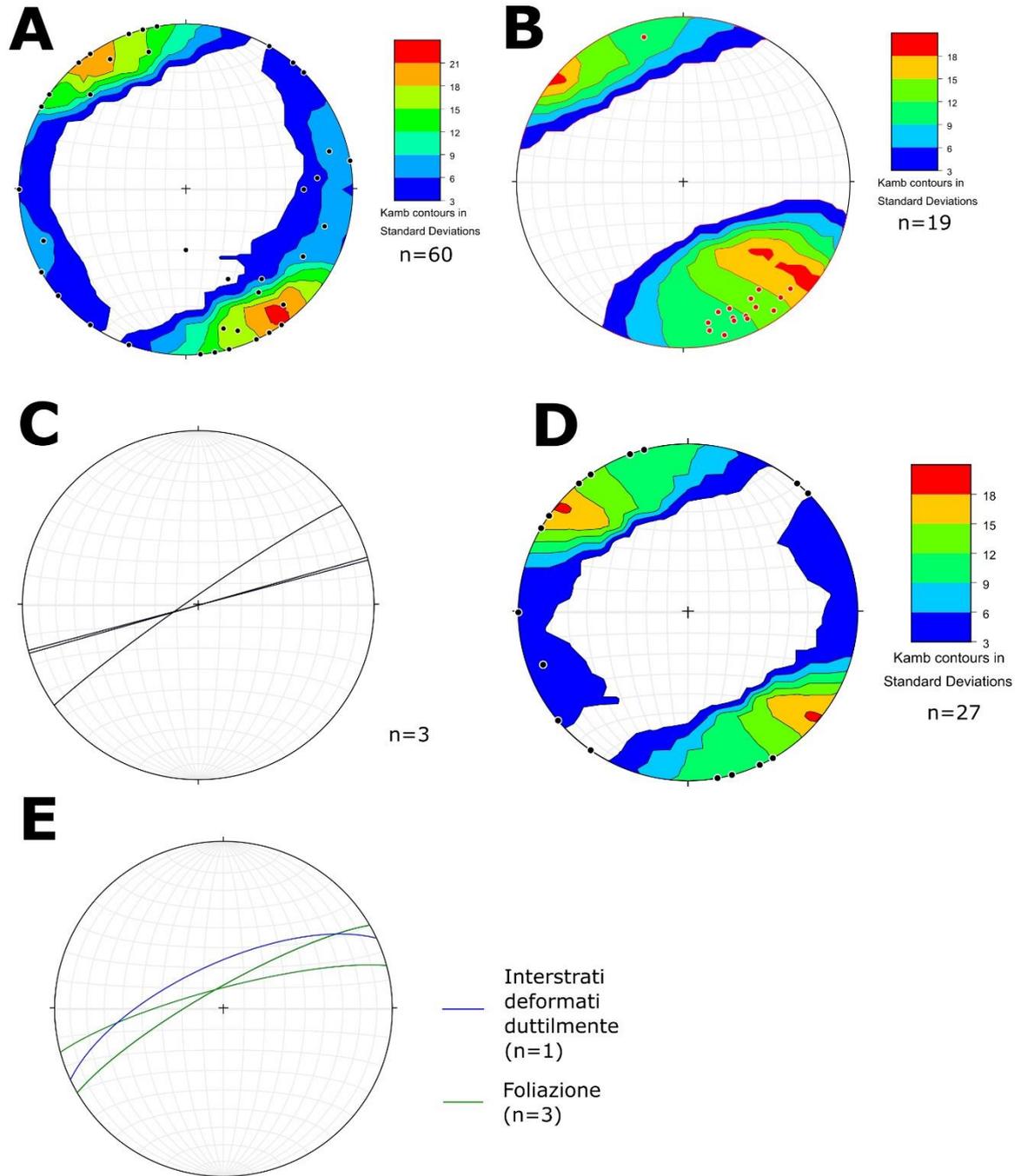
Infine, l'ingresso a valle della cavità ("owl pellet entrance") è caratterizzato da un gradino morfologico di 3,6 m che disloca il *thalweg* del canyon. Non sono state tuttavia individuate discontinuità tettoniche, in quanto le pareti circostanti sono quasi totalmente ricoperte da crostoni e speleotemi di sale.

Sempre nelle vicinanze dell'ingresso, poco prima del contatto con i depositi alluvionali della Formazione Vilama, è stata osservata una zona di taglio inversa in un pacco di strati estremamente deformati costituiti da siltiti ed arenarie (Fig.37), con giacitura 330/45. La zona di taglio è caratterizzata da vene di halite fibrosa dall'apertura compresa tra 0.2 e 3 cm, cluster di arenarie più competenti dalla geometria sigmoidale e *fabric* S-C (si veda in dettaglio la Figura 37).

Per quanto riguarda i set di fratturazione, è stato osservato un singolo orientamento prevalente (NE-SW). I *joints* sono quasi esclusivamente subverticali o ad alto angolo, mediamente aperti o riempiti da materiale fine insolubile. In Figura 38 è inserito lo stereogramma complessivo delle discontinuità rilevate in grotta. È stata inoltre calcolata la densità di fratturazione media dell'ammasso salino, risultante in 0,15/m, valore molto basso e coerente con la deformazione prevalentemente duttile che caratterizza questo litotipo.



*Figura 37: Zona di taglio inversa all'ingresso basso della Cueva Lechuza del Campanario. Pochi metri più a nord, è osservabile un gradino topografico che disloca il thalweg del fiume di 3.6 m (per l'ubicazione della zona di taglio e del salto di ingresso si veda la Figura 34).*



*Figura 38: Stereogrammi delle discontinuità misurate. A) joints; B) bedding-plane faults; C) zone di taglio trascorrenti o a cinematica obliqua nel sale massivo; D) set di joints conduttivi con speleotemi di sale; E) interstrati di gesso microcristallino deformati duttilmente e foliazione dei cristalli di halite.*

#### 4.2.2 Cueva Mina Chulacao

La *Cueva Mina Chulacao* si trova pochi chilometri a nord della *Cueva Lechuza del Campanario*. Analogamente a quest'ultima, essa si presenta come una grotta di attraversamento meandriforme, sebbene di complessità maggiore data dalla presenza di diversi rami laterali. La grotta è stata studiata solo nel suo ramo principale, per una distanza planimetrica di circa 170 m. Verso valle, il collegamento con l'esterno è possibile solo attraverso un laminatoio impercorribile, alto circa 20 cm. In Figura 39 è inserito il rilievo geostrutturale eseguito.

Nonostante la grotta attraversi lo stesso banco di sale massivo, nella *Cueva Chulacao* non sono stati individuati i livelli di siltite presenti in maniera abbondante nella *Cueva Lechuza*. Questo potrebbe essere dovuto al grande grado di disturbo e fratturazione della roccia osservabile in questa cavità, dove predominano le morfologie di crollo, che hanno reso difficile una completa lettura delle pareti. Come indicato nel rilievo in Figura 40, molte delle superfici osservabili nelle vaste sale della grotta sono controllate da piani di frattura molto persistenti o faglie ad alto angolo e subverticali.

La complessità dell'ambiente dovuta ai crolli ha impedito di raggiungere in maniera soddisfacente questi probabili piani di faglia, la cui cinematica non è quindi stata interpretata per mancanza di dati.

Verso sudovest invece, in posizione pressoché analoga a quella riscontrabile nella *Cueva Lechuza*, è stato individuato uno strato di gesso microcristallino piegato duttilmente, che indica stratificazione immergente a NW con inclinazione di 70°.

È inoltre da evidenziare che la zona dell'ingresso a valle della cavità presenta diffuse disseminazioni di cristalli di atacamite ( $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ ), che sono stati oggetto di escavazione e sfruttamento nel passato (da cui il nome *Cueva "Mina" Chulacao*) (Fryer, 2005; De Waele et al., 2017).

In Figura 40 sono inseriti gli stereogrammi realizzati con i dati del rilevamento. Anche in questa cavità sono stati osservati speleotemi la cui crescita è condizionata da set di fratturazione ad orientamento ben definito. La densità di fratturazione media calcolata è di 0,26/m.

# Cueva Mina Chulacao

## Chulacao Mine Cave

### Atacama Desert

### Norte Grande

### Chile

Length: 1025 meters  
Depth: 37 meters

Drafted by: Joel Despain  
Surveyed by: Joel Despain  
Kate Despain, Kevin Downey,  
Shane Fryer, Cyndie Walck  
Carol Vesely

May 2003

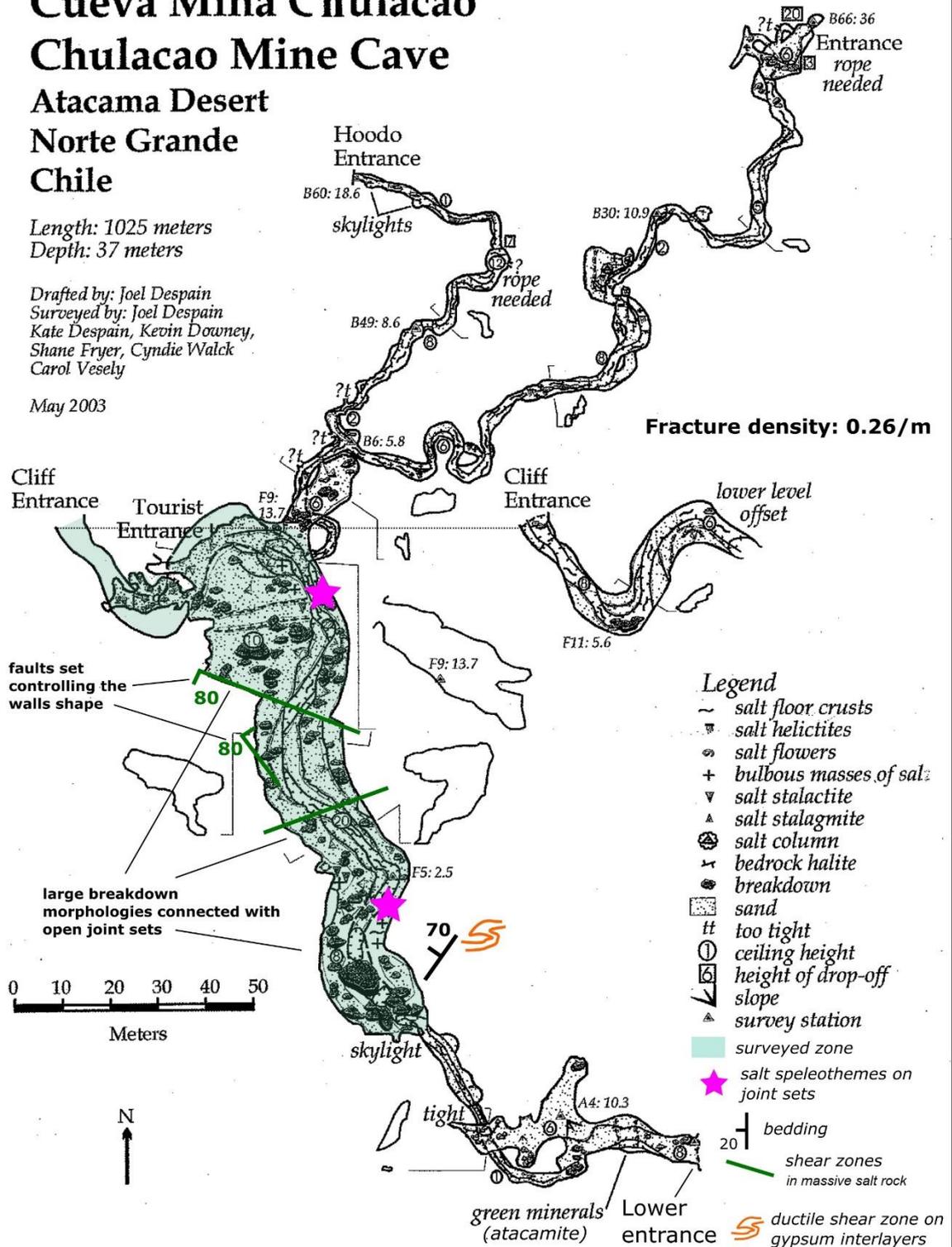


Figura 39: Rilievo geo-strutturale della Cueva Mina Chulacao (Rilievo speleologico da Fryer, 2005).

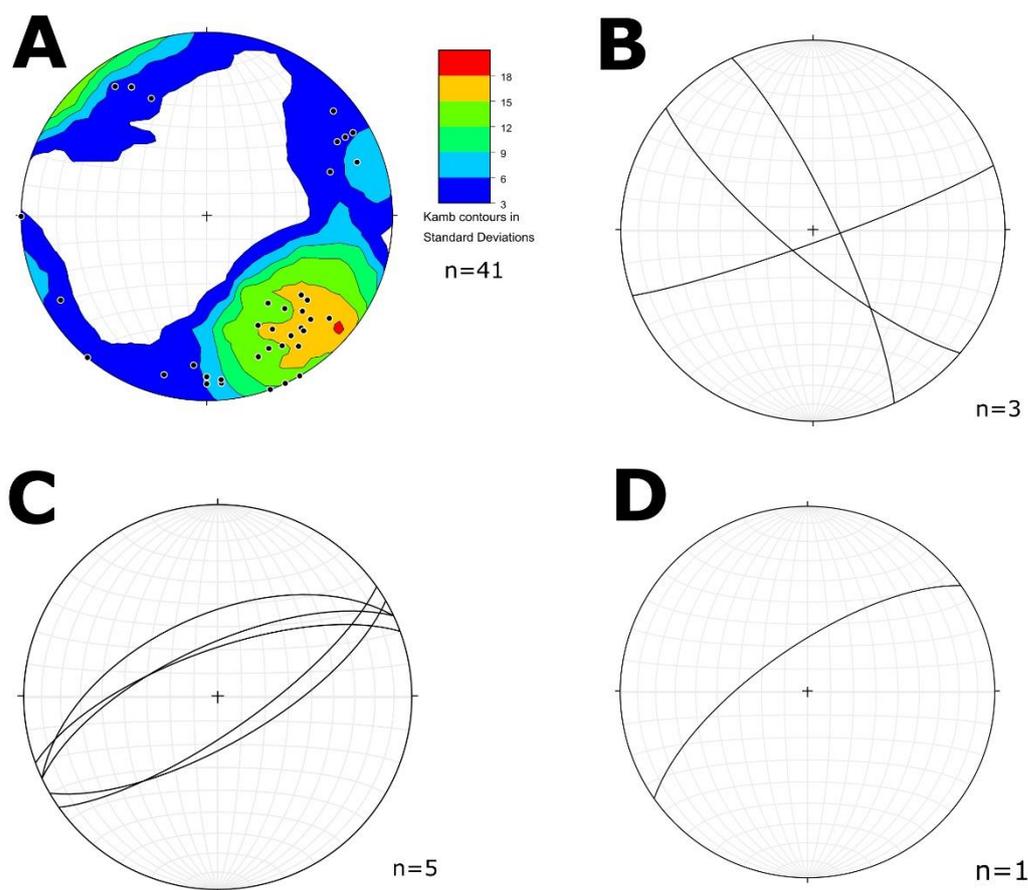


Figura 40: Stereogrammi delle discontinuità misurate. A) joints; B) zone di taglio nel sale massivo; C) set di joints conduttivi con speleotemi di sale; D) interstrati di gesso microcristallino deformati duttilmente.

#### 4.2.3 Cueva Palacio del Sal (o Caverna della Valle della Luna)

In questa cavità è stato rilevato solo il breve percorso accessibile lungo il sentiero turistico della Valle della Luna (Fig.41). La grotta è infatti percorribile in due porzioni non collegate fisicamente ed interrotte da crolli: quella a valle è facilmente accessibile dal sentiero del Parco, mentre per la porzione a monte è necessario scalare le ripide pareti di *penitentes* e ridiscendere nei punti di inghiottimento di stretti e tortuosi canyon (Fryer, 2005).

Il tratto visitato presenta la classica morfologia meandriforme vadosa. Il sale osservato nella cavità è massivo, a tratti foliato intensamente, con stratificazione variabilmente immergente a NNW o NNE di circa 40-50°. Nel breve percorso, di circa 60 m, sono state rilevate tutte le discontinuità tettoniche inserite nello stereogramma di Figura 42. Si può notare come i set di fratturazione siano organizzati in due sistemi ad orientamento NW-SE e ENE-WSW.

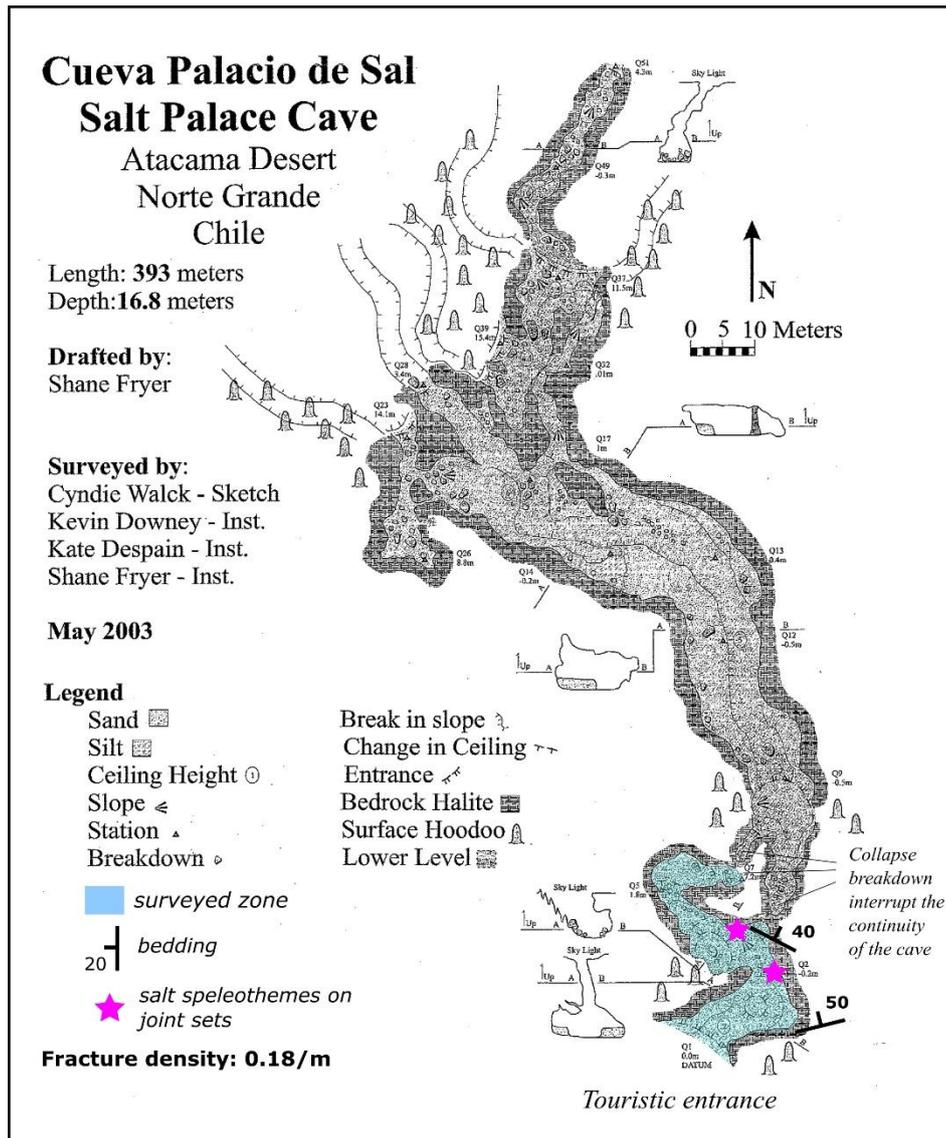


Figura 41: Rilievo geo-strutturale della Cueva Palacio del Sal (Rilievo speleologico da Fryer, 2005).

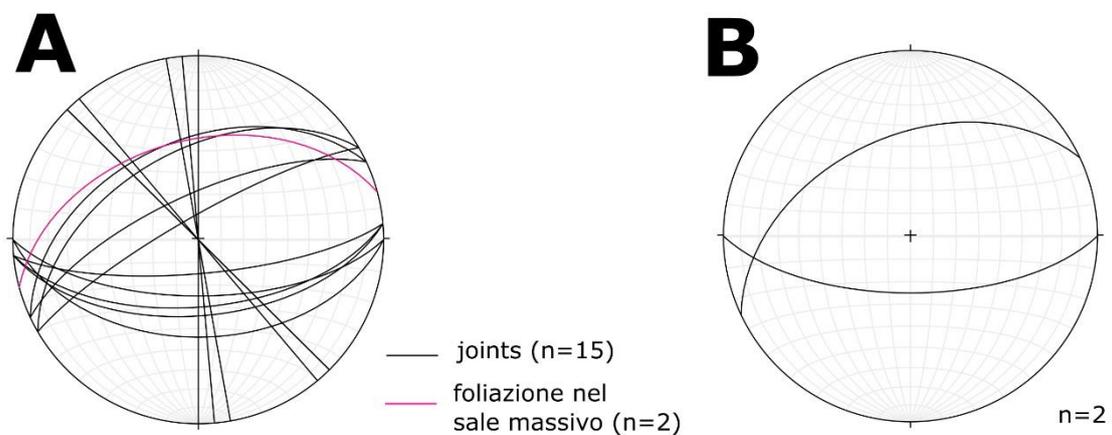


Figura 42: Stereogrammi delle discontinuità misurate. (A) joints e foliazione dei cristalli di halite; (B) joints conduttivi con speleotemi di sale.

#### 4.2.4 Cueva de l'Arco de la Paciencia

La *Cueva de l'Arco de la Paciencia* rappresenta una delle più profonde grotte nel sale al mondo (Padovan, 2015). Essa si apre nella Zona 2 (App.3), e si sviluppa attraversando completamente il nucleo di un'anticlinale asimmetrica ovest-vergente, costituito prevalentemente da halite massiva. La cavità è una tipica grotta di attraversamento vadosa, a morfologia meandriforme con almeno due fasi speleogenetiche (Padovan, 2015). Rispetto alle grotte della Zona 1, presenta ambienti molto più sviluppati e ampi, compresi pozzi e camini collegati con l'esterno. Il punto di inghiottimento principale è una valle cieca situata al contatto tra il nucleo salino dell'anticlinale e le litologie alluvionali osservabili più a est.

La *Cueva de l'Arco* ha permesso di osservare dall'interno tutte le strutture caratterizzanti la piega. In Figura 43 è illustrato il rilievo geostrutturale della cavità, con la posizione dei principali elementi rilevati. In particolare, sono state osservate le seguenti tipologie di discontinuità: *joints* e vene di sale; zone di taglio fragili-duttili lungo superfici di strato (*bedding-plane faults*) (Fig.44A); livelli di gesso microcristallino piegati duttilmente (Fig.44B e D) o in maniera fragile-duttile (Fig.44C). Una di queste faglie di interstrato, a cinematica inversa, presenta diffuse disseminazioni di cristalli di antartacite ( $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) e halite secondaria (De Waele et al., 2017). Pochi metri prima dell'uscita a valle della cavità è stata osservata una grande zona di taglio impostata lungo un pacco di siltiti, argilliti e halite, di circa 6 metri di spessore, altamente deformate, che mettono a contatto il nucleo salino (OMsp2) con il membro OMsp4 della Formazione di San Pedro (Fig.45). Questo sovrascorrimento ad alto angolo controlla le morfologie e lo sviluppo della grotta, delimitando il tratto di cavità sviluppatosi nell'halite massiva (ad andamento meandriforme, completamente ipogeo), dal tratto di "grotta-canyon", interessato da numerosi segmenti a cielo aperto (a causa della più fitta alternanza tra litologie alluvionali ed evaporitiche). Lateralmente al meandro principale si sviluppa una breve diramazione dove è possibile osservare nuovamente la zona di faglia, che mostra elevate evidenze di conduttività idraulica (completamente ricoperta di stalattiti e speleotemi di halite).

In Figura 46 è inserito lo stereogramma delle discontinuità rilevate nella grotta. Si può notare che i set di *joints* sono variabilmente orientati, con predominanza nella direzione NNE-SSW. Molti di essi presentano aperture elevate, spesso con geometria irregolare (apertura crescente verso il basso). In ogni modo, la densità di fratturazione è molto bassa (calcolata 0,16/m).

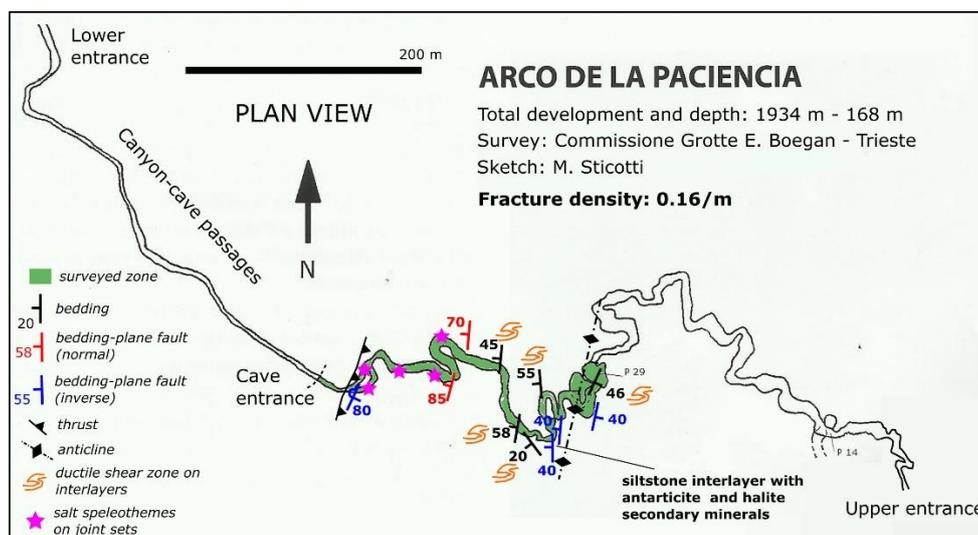


Figura 43: Rilievo geo-strutturale della Cueva de l'Arco de la Paciencia (Rilievo speleologico da Commissione Grotte Eugenio Boegan, Trieste).

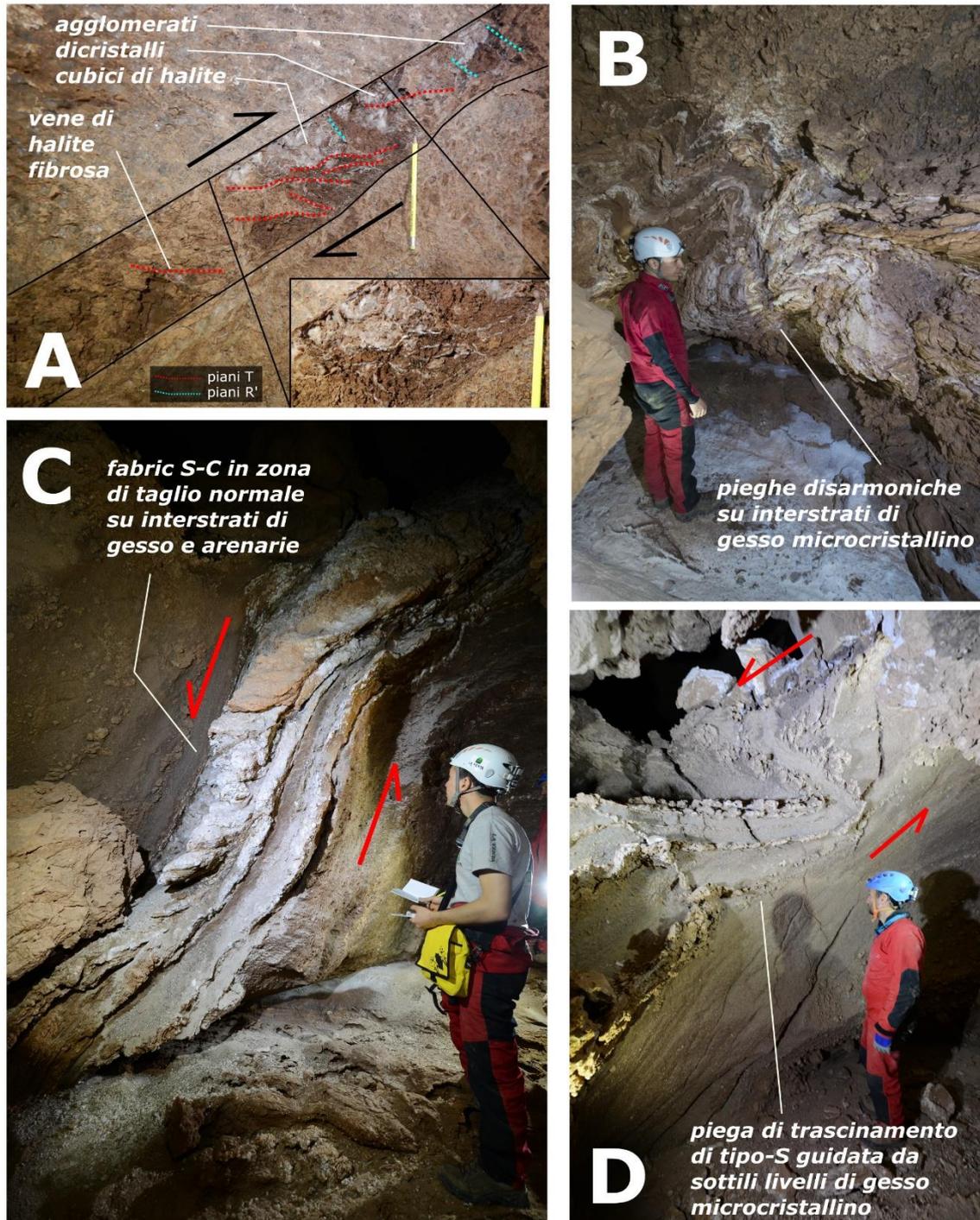


Figura 44: A) Bedding-plane fault inversa lungo strato sottile di siltite deformata. Presenti vene di halite fibrosa (piani T e R') e agglomerati di cristalli cubici di halite. La matrice è brecciata; B) deformazione duttile lungo gli interstrati di gesso microcristallino, particolare di una piega disarmonica; C) deformazione fragile-duttile in pacco di interstrati costituito da alternanza tra gesso microcristallino (molto alterato) e arenarie. In particolare, sono evidenti clusters sigmoidali (fabric S-C) che indicano cinematica normale; D) piega di trascinamento (drag fold) di tipo "S" a cinematica normale, guidata da sottili livelli di gesso microcristallino (foto di M. Vattano).

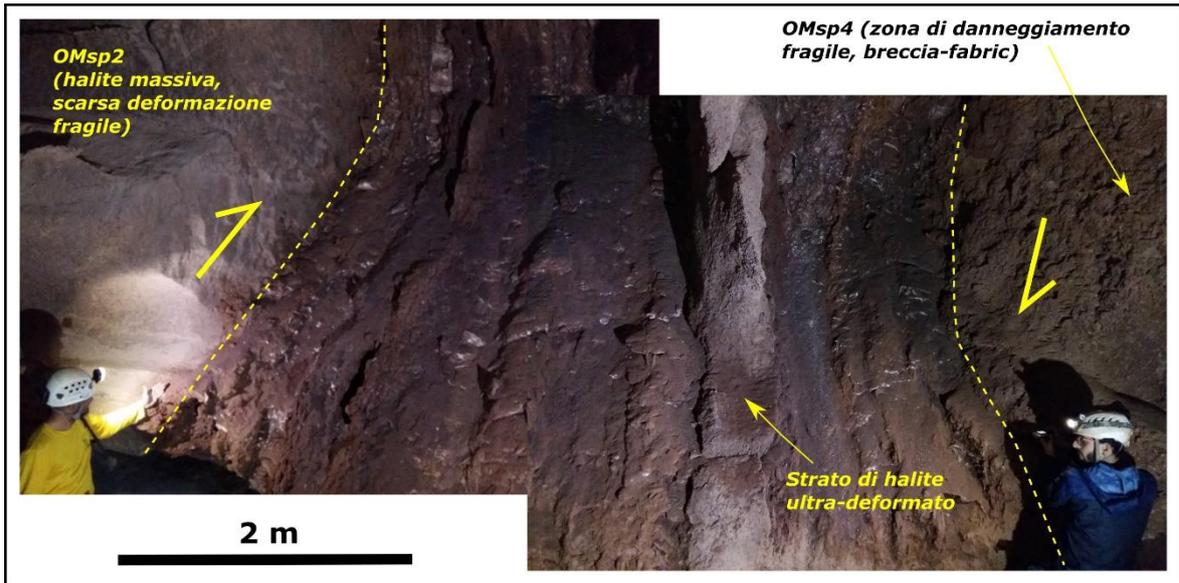


Figura 45: Mosaico di immagini della zona di taglio inversa (giacitura 115/80) all'uscita della grotta. Si può notare come il nucleo della zona di taglio sia altamente deformato, con presenza di vene di halite e matrice cataclastica. Il lembo di letto mostra evidenze di deformazione (tessitura brecciata), in quanto reologicamente più fragile (OMsp4); il lembo di tetto è costituito invece dal nucleo salino di OMsp2, reologicamente duttile, e non mostra tessitura brecciata.

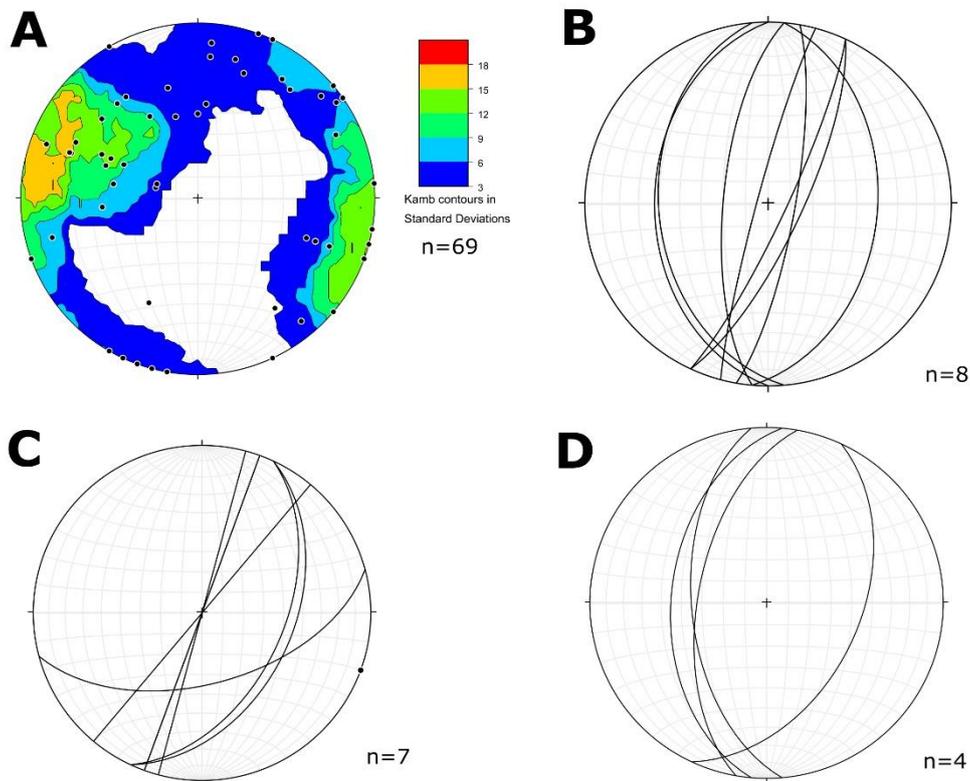


Figura 46: Stereogrammi delle discontinuità misurate. A) joints; B) bedding-plane faults; C) set di joints conduttivi con speleotemi di sale; D) interstrati di gesso microcristallino deformati duttilmente o in maniera fragile-duttile.

#### 4.2.5 Sistema Dario Cressi

Il rilevamento geologico al sistema carsico *Dario Cressi* è stato condizionato dall'assenza del rilievo topografico, ancora in fase di elaborazione da parte della Commissione Grotte E. Boegan (Sticotti, 2015). Nonostante la necessità di ottenere dati georeferiti nello spazio, non è stato possibile eseguire un rilievo topografico autonomo a causa dell'eccessivo tempo che avrebbe richiesto, che non avevamo a disposizione. Pertanto, non è stato possibile definire con certezza la posizione delle stazioni di rilevamento, e ci si è limitati a osservare e caratterizzare puntualmente le discontinuità geologiche e tettoniche incontrate nella scanline.

Il *Sistema Dario Cressi* rappresenta la grotta più articolata e sviluppata attualmente conosciuta nella *Cordillera de la Sal*, con circa 5 km di gallerie, pozzi e meandri ad oggi esplorati, per un dislivello complessivo di 142 m. Il grande complesso raccoglie le acque effimere di tre valli cieche, che formano distinti rami ipogei che convergono verso valle a quota 2424 m (traccia del rilievo speditiva ed approssimata in Fig.47).



Figura 47: Traccia speditiva e approssimata del Sistema Dario Cressi. In arancione è evidenziato il tratto di cavità dove è stato eseguito il rilevamento geo-strutturale (modificato da Sticotti, 2015).

La grotta taglia i depositi di halite massiva del membro OMsp2, con dati di stratificazione rilevati variabilmente immergenti da WNW a ESE, indicando la presenza di una piega anticlinale (fianco ovest inclinato di circa 40°, fianco est fino a 60°). Il tratto di cavità visitato si trova nella zona di chiusura verso sud di questa struttura (vedi carta e sezione geologica in Figura 31 e Figura 33), confinata ad est da una superficie di sovrascorrimento. Questa discontinuità è stata rilevata sul terreno (giacitura 280/70) presso l'uscita a valle della grotta, dove il canyon sotterraneo torna alla luce del sole. Questo sovrascorrimento mette a contatto (in *unconformity*) il membro OMsp2 con il membro OMsp4 (Fig.48). Quest'ultimo membro è poi caratterizzato da set minori di faglie normali subverticali e ad alto angolo orientate NE-SW.

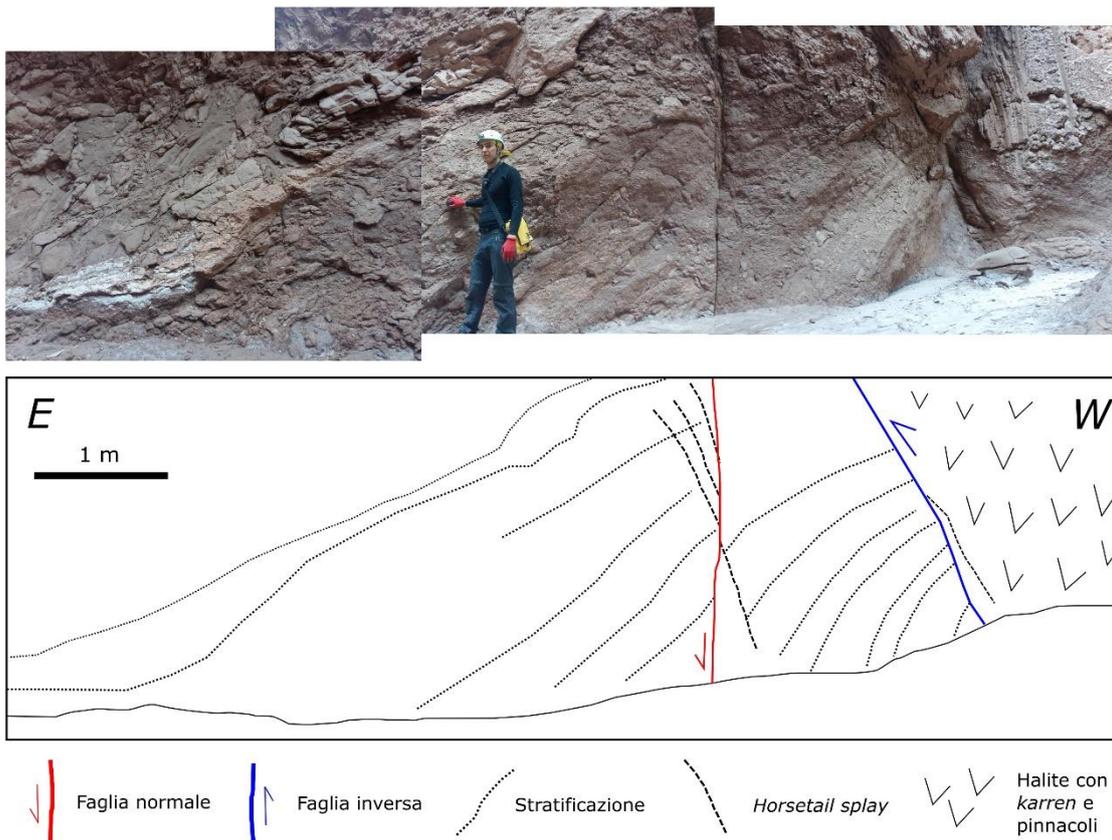


Figura 48: Mosaico di immagini ed interpretazione del sovrascorrimento est vergente che mette a contatto l'halite massiva (OMsp2) con alternanze di siltiti, argilliti, arenarie ed evaporiti (OMsp4) osservabili lungo la prosecuzione del canyon (foto di M. Vattano).

All'interno della grotta sono state rilevate le seguenti tipologie di strutture tettoniche: zone di taglio fragili-duttile lungo superfici di interstrato (*bedding-plane faults*); livelli di gesso microcristallino piegati duttilmente o in maniera fragile-duttile; set di vene di halite (misurate nei tratti di canyon esterno) e *joints*; zone di taglio subverticali con cinematica apparente trascorrente sinistra (osservate all'altezza del secondo pozzo di circa 15 m). L'ammasso salino in quest'area presenta una densità di fratturazione pari a 0,12/m.

I set di *joints* presentano spesso apertura variabile (solitamente più ampia verso il pavimento), probabilmente dovuta agli effetti della carsificazione (maggiore turbolenza sul *thalweg* del meandro).

Lo stereogramma complessivo delle discontinuità rilevate nel *Sistema Dario Cressi* e nel tratto esterno di canyon è inserito in Figura 49.

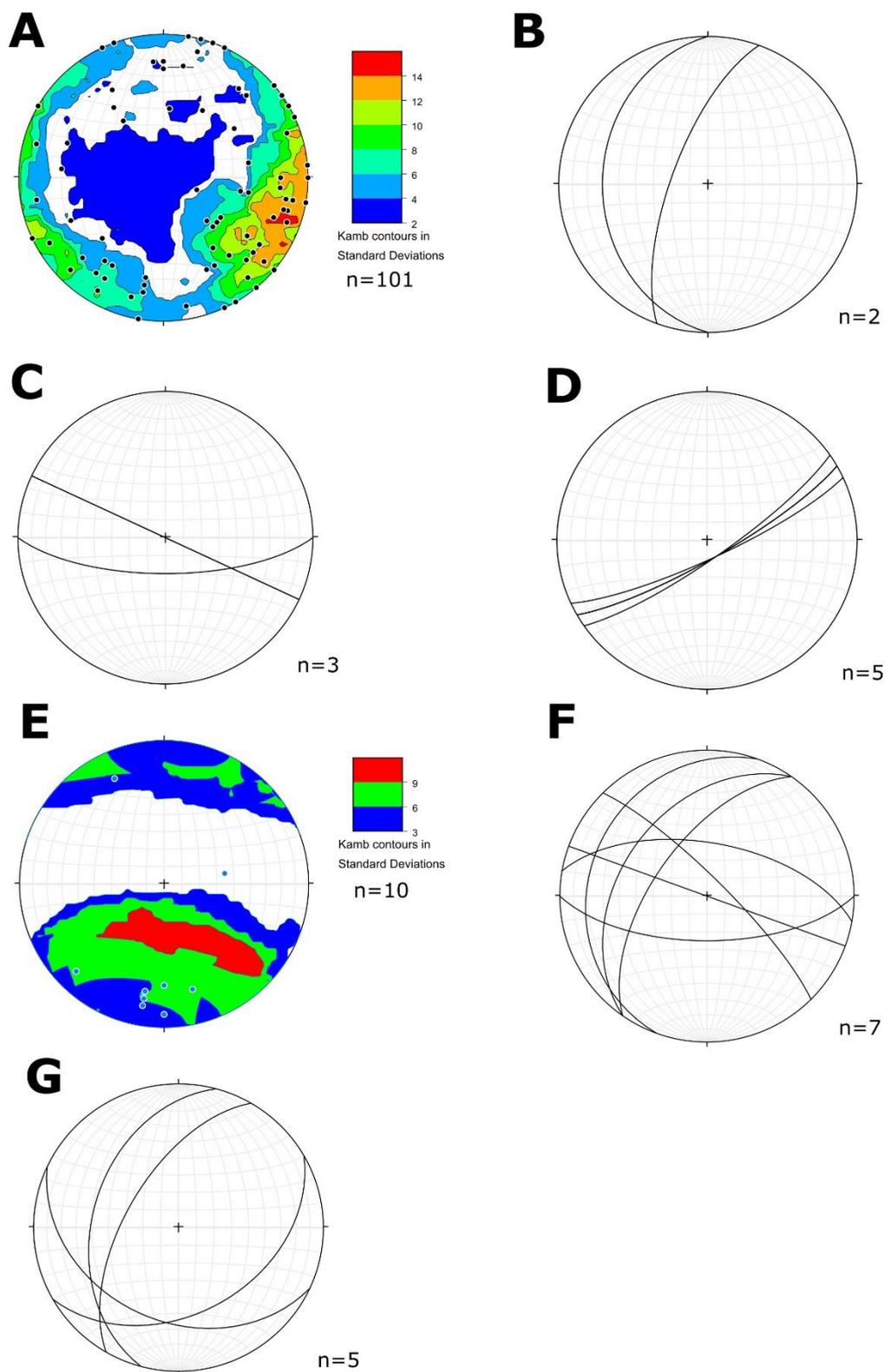


Figura 49: Stereogrammi delle discontinuità misurate. A) joints; B) bedding-plane faults; C) zone di taglio a cinematica apparente trascorrente sinistra; D) faglie normali; E) vene di sale nel canyon esterno; F) set di joints conduttivi con speleotemi di sale; G) interstrati di gesso microcristallino deformati duttilmente o in maniera fragile-duttile.

#### 4.2.6 Cueva Apollo II

Il rilevamento svolto alla Cueva Apollo II, una delle nuove grotte scoperte ed esplorate nella Zona 3, si è concentrato in un'area di circa 40 m<sup>2</sup> dove è stata eseguita una fotogrammetria al fine di ricreare una nuvola di punti tridimensionale da poter testare per estrazioni automatiche di discontinuità tettoniche (vedi Appendice 4 per la posizione).

La procedura utilizzata è descritta nel paragrafo 3.4 e ha consentito l'estrazione e la misurazione di 40 piani di vene di halite, utilizzando come elemento di riferimento e controllo le osservazioni di campagna e le fotografie stesse. Lo stereogramma risultante dall'elaborazione della nuvola di punti è inserito in Figura 50A, mentre quello delle vene misurate sul terreno in Figura 50B. La parete rilevata (Fig.51A) è una zona di taglio impostata lungo la stratificazione (285/40), in particolare un pacco di siltiti rossastre dallo spessore di circa 1,5 m, caratterizzate da un *boxwork* di vene di halite fibrosa (Fig.51B) o in aggregati di cristalli cubici (Fig.51C).

Dal rilevamento di terreno non è stata stabilita una chiara relazione genetica tra le due tipologie di vene, in quanto non era ben riconoscibile un rapporto di antecedenza per l'uno o l'altro set, quanto piuttosto un fabric a *boxwork* molto caotico. Per definire una possibile relazione cronologica tra i due *habitus* cristallini delle vene sarebbe necessario estendere le osservazioni in più punti, cosa che non ci è stata concessa per via del limitato tempo a disposizione nella zona.

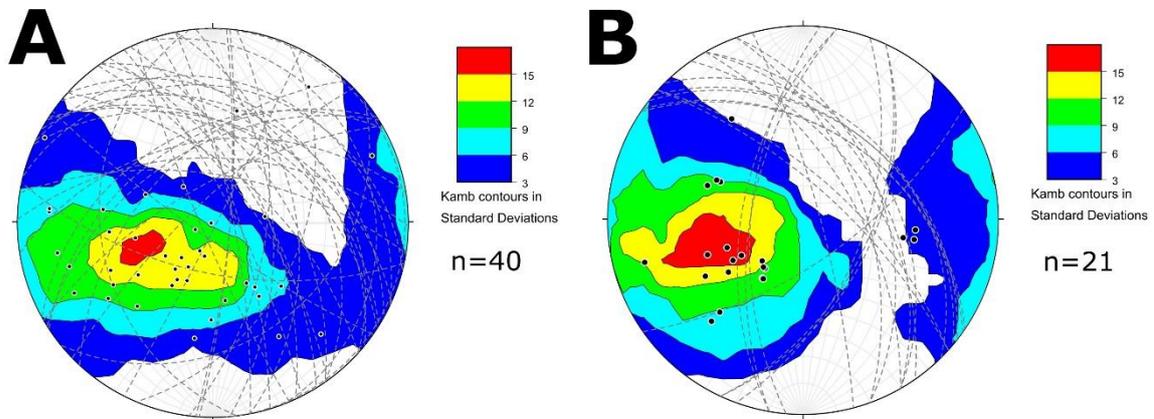


Figura 50: Stereogrammi delle vene di halite misurati sul terreno (A) e tramite elaborazione della nuvola di punti da fotogrammetria (B).

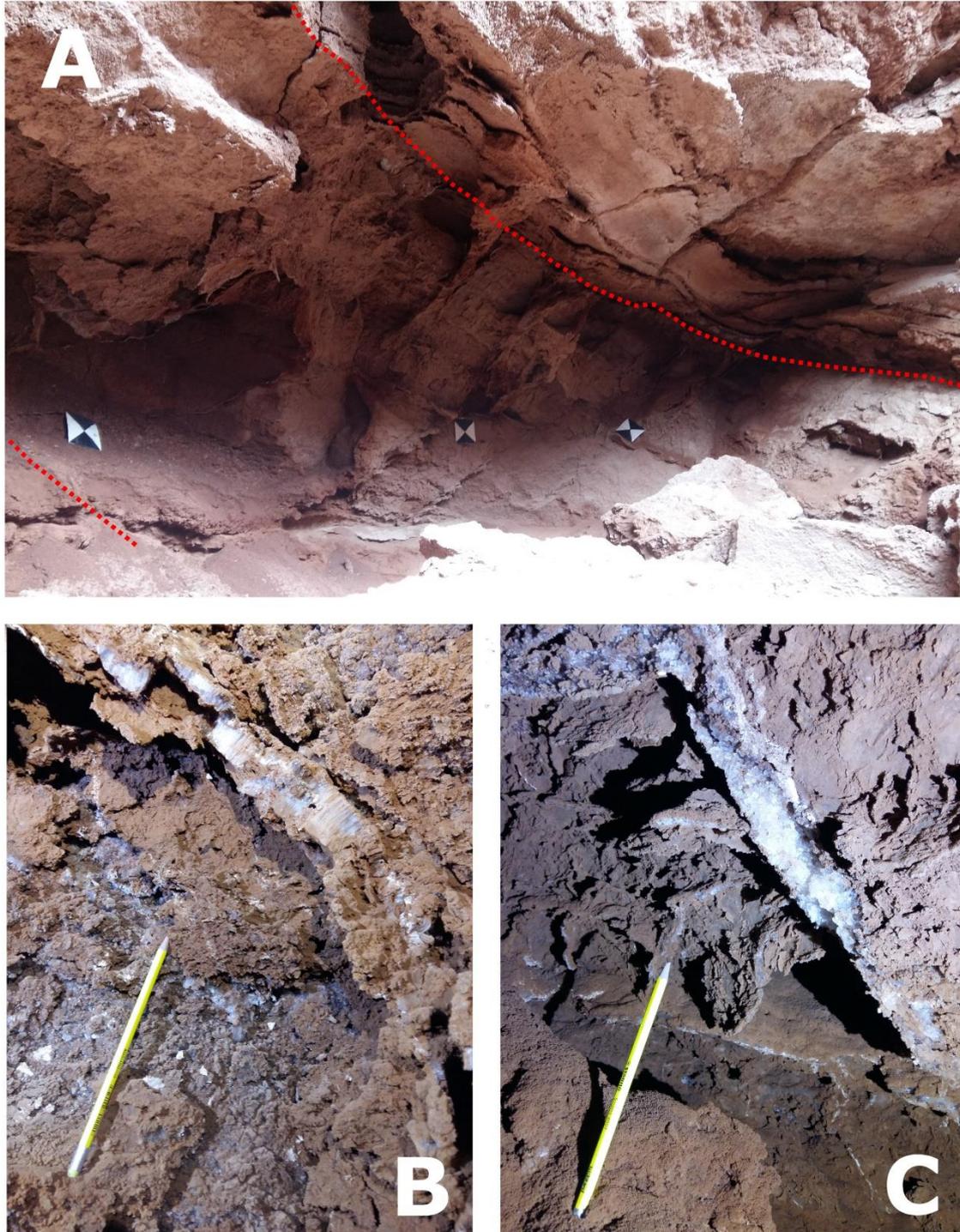


Figura 51: A) zona di taglio lungo strato di siltite rossastra, deformata e ricca di set di vene di halite (spessore variabile da pochi mm fino a massimo 15 cm). Nell'immagine sono presenti i capisaldi di riferimento per la scala metrica della fotogrammetria. La zona di taglio è compresa tra linee rosse punteggiate; B) vena fibrosa di halite; si può notare la tessitura cataclastica della matrice fine; C) vena costituita da aggregati di cristalli cubici di halite.

### 4.3 Analisi geomorfologiche e morfometriche delle grotte nel sale

#### 4.3.1 Analisi dell'orientamento morfo-strutturale

Grazie all'elaborazione dei rilievi topografici, sono stati realizzati dei diagrammi a rosa che mostrano la frequenza normalizzata delle direzioni di sviluppo. I dati sono poi stati categorizzati a seconda delle aree carsiche di appartenenza (Fig.2), e sono stati realizzati degli istogrammi complessivi orientazione - frequenza. I risultati sono inseriti rispettivamente in Figura 52 (Zona 1), Figura 53 (Zona 2), Figura 54 (Zona 3). Nei grafici ad istogramma la linea nera orizzontale indica il valore medio dei set di frequenza.

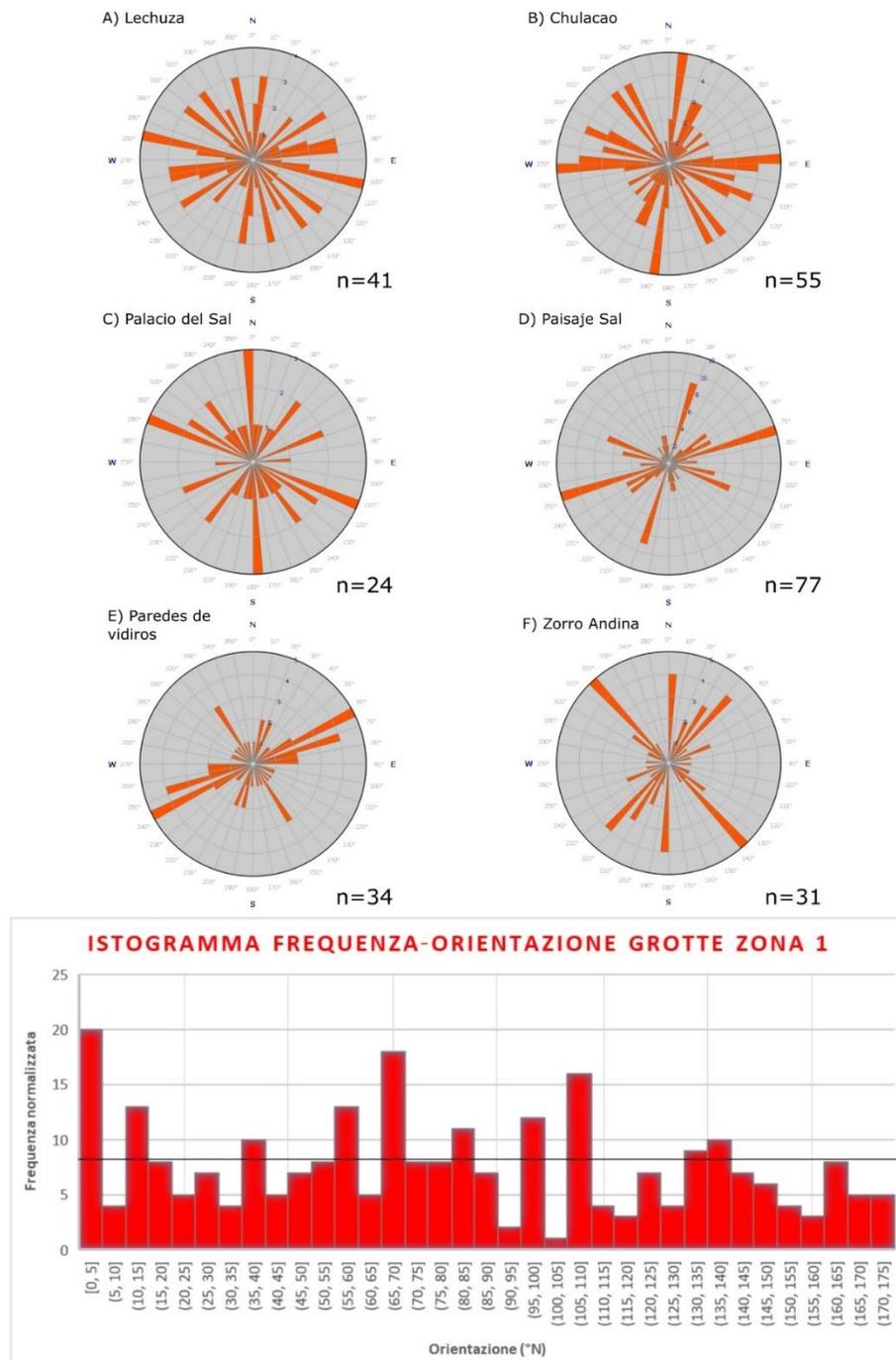


Figura 52: Analisi dell'orientamento morfo-strutturale delle cavità della Zona 1.

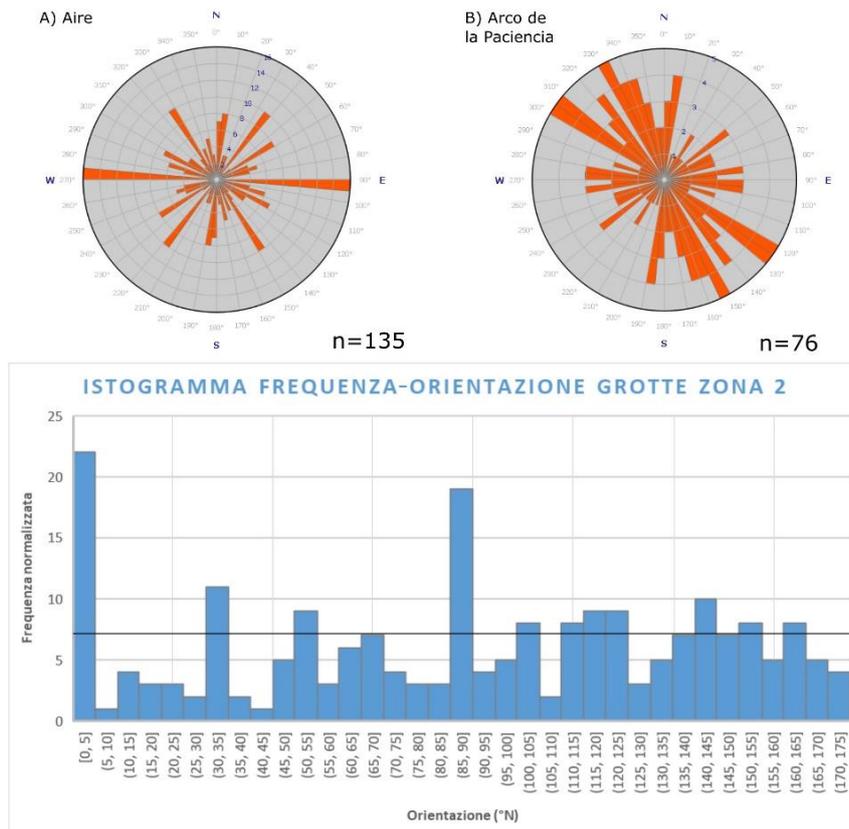


Figura 53: Analisi dell'orientamento morfo-strutturale delle cavità della Zona 2.

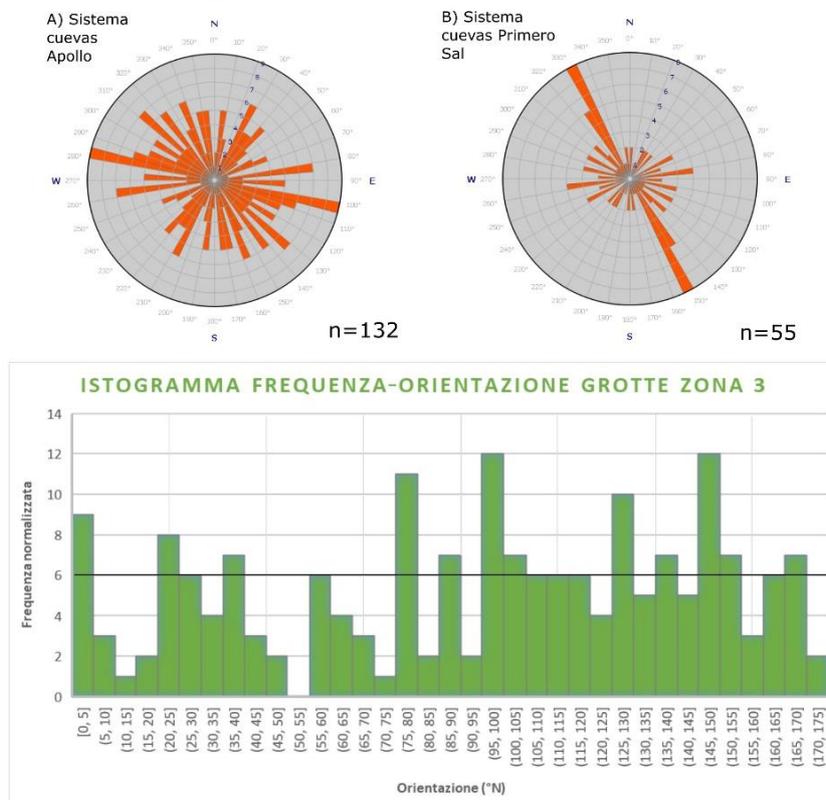


Figura 54: Analisi dell'orientamento morfo-strutturale delle cavità della Zona 3.

### 4.3.2 Analisi morfometriche

Come descritto nel paragrafo 3.2, è stata eseguita un'analisi morfometrica delle dieci cavità, utilizzando principalmente i rilievi topografici. L'elaborazione ha consentito di estrarre informazioni su gradiente idraulico, spaziatura e larghezza dei canali. Questi dati sono presentati rispettivamente in Figura 55 e Figura 56.

Si può notare come il gradiente delle cavità sia ben correlato alle distinte zone carsiche, dove troviamo differenti stadi di evoluzione e sviluppo delle grotte nel sale. Per quanto riguarda invece il rapporto tra spaziatura e larghezza delle anse meandriche, si può osservare come la relazione lineare indice di equilibrio (Deike e White, 1969) sia rispettata solamente nelle Zone 1 e 2 ( $R^2 > 0,7$ ). Nella Zona 3 si osserva invece una non-linearità molto marcata ( $R^2 < 0,3$ ).

Grotta	Sviluppo (m) S	Dislivello (m) D	Dist. Plan. ingressi (m) E	Gradiente D/E (%)
Cueva Lechuza	579	24	198	12.1
Cueva Chulacao	1025	37	250	14.8
Cueva Zorro Andina	325	13	141	9.2
Cueva Paisaje de Sal	662	23	283	8.1
Cueva Paredes De Vidiros	550	12	148	8.1
Cueva Palacio del Sal	393	16	117	13.7
Arco de la Paciencia	1934	168	854	19.7
Cueva de l'Aire	2200	155	991	15.6
Cueva Apollo I	218	8	100	8.0
Cueva Apollo II	534	12	233	5.2
Cueva Apollo III	172	8	114	7.0
Cueva Primero Sal alta	102	2	101	2.0
Cueva Primero Sal bassa	335	4	205	2.0

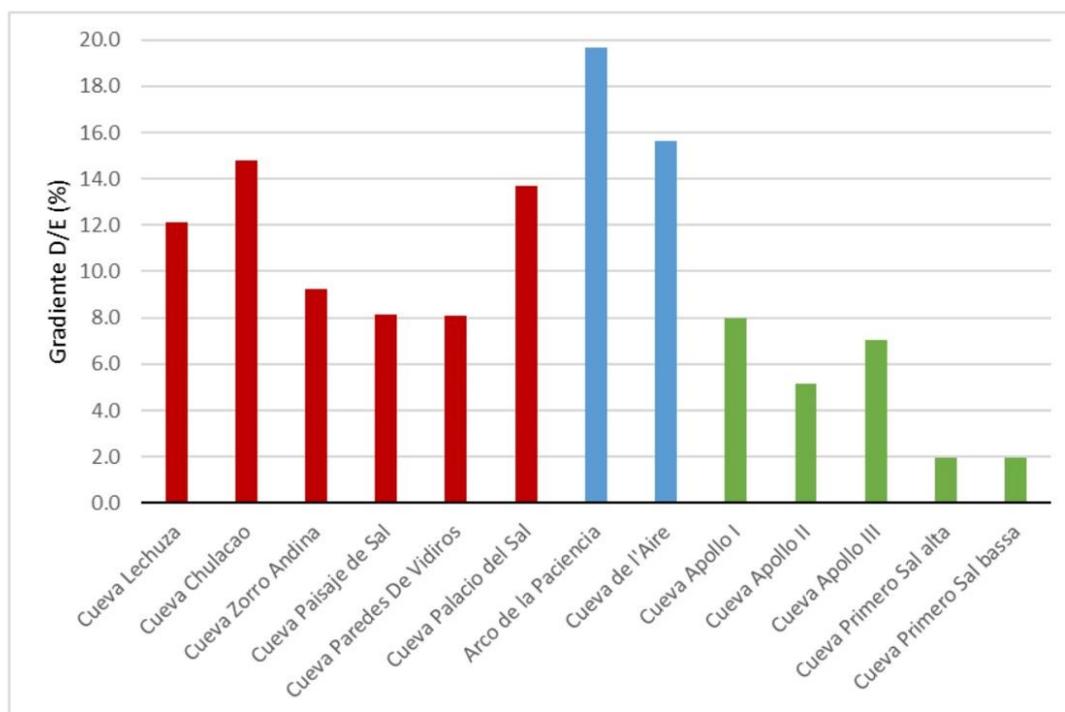


Figura 55: Istogramma del gradiente D/E per le grotte analizzate. I colori indicano le zone carsiche (Fig.2). Rosso: Zona 1; blu: Zona 2; verde: Zona 3.

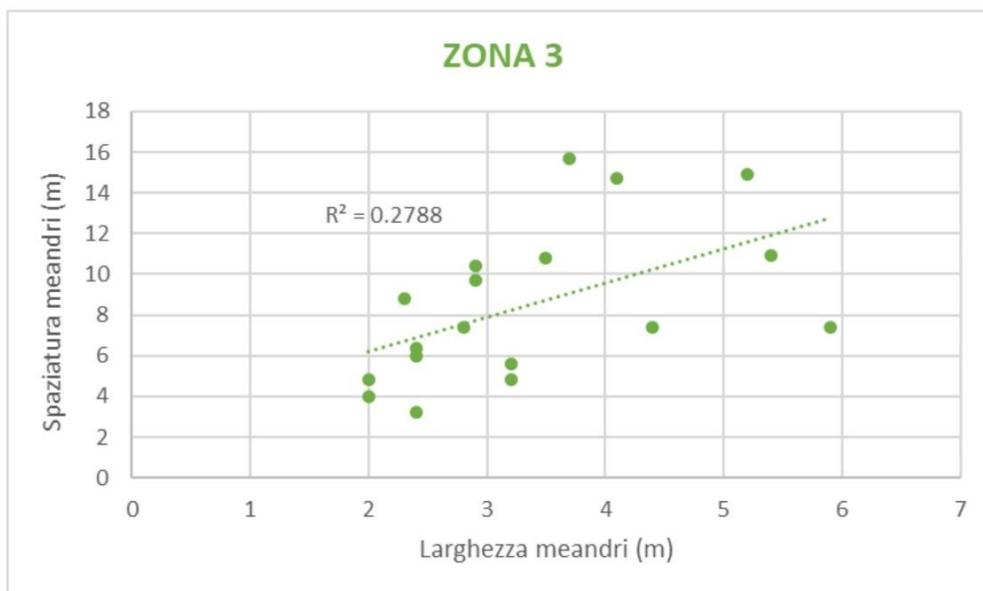
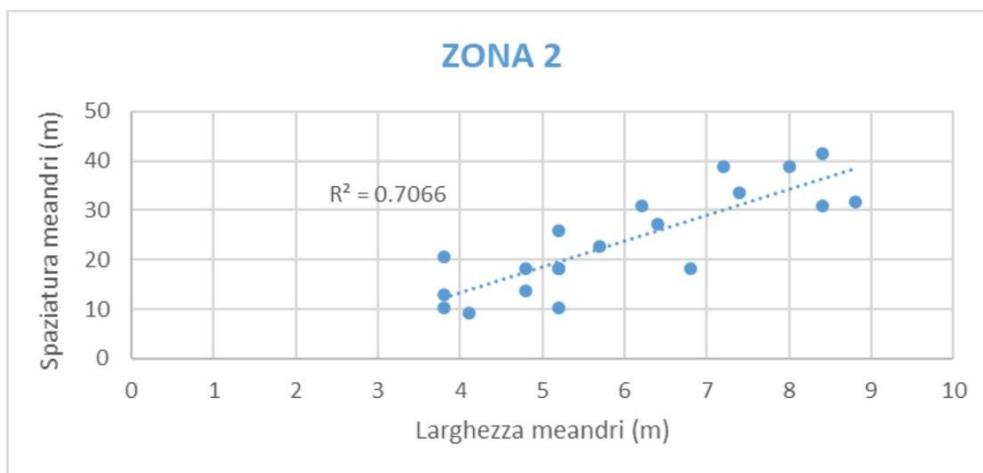
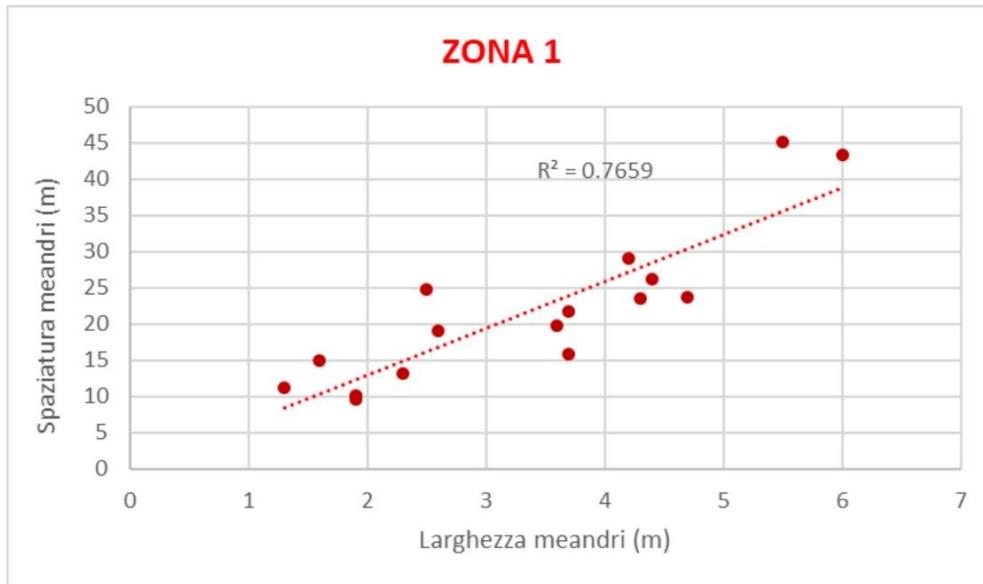


Figura 56: Grafici di dispersione sul rapporto tra spaziatura dei meandri (lunghezza d'onda lineare) e larghezza dei canali. Sono disegnate le linee di regressione lineare con relativi valori di  $R^2$ .

### 4.3.3 Analisi geomorfologiche ed idrologiche

Grazie all'elaborazione dei modelli digitali del terreno, estratti dalle coppie stereografiche Pleiades, è stato possibile caratterizzare dal punto di vista idrologico le aree contribuenti i sistemi carsici analizzati in questa tesi. In particolare, sono state ricavate informazioni sui bacini di drenaggio ed il reticolo di canali contribuenti.

Utilizzando questi dati è stata calcolata la densità di drenaggio a monte di ciascuna cavità e l'ordine di Strahler del corso d'acqua principale al momento dell'avvio del percorso ipogeo (Strahler, 1952, 1957). L'insieme dei dati calcolati è inserito in Tabella 5.

Tabella 5: Caratteristiche idrologiche dei bacini a monte delle dieci cavità analizzate. \*: la Cueva Paisaje Sal è caratterizzata da tre bacini separati, che contribuiscono alla formazione di meandri indipendenti che si congiungono nel sottosuolo (vedi App.3 e Fig.63).

Grotta	Bacino (km <sup>2</sup> )	Reticolo (km)	Ordine di Strahler	Densità di drenaggio (km/km <sup>2</sup> )	Sviluppo (m)	Dislivello (m)
<i>Lechuza</i>	0.44	10.94	8	24.86	579	24
<i>Chulacao</i>	0.75	26.78	10	35.71	1025	37
<i>Zorro Andina</i>	1.03	34.87	9	33.85	325	13
<i>Arco de la Paciencia</i>	1.62	53.31	10	32.91	1934	168
<i>Aire</i>	1.06	31.79	10	29.99	2200	155
<i>Paisaje Sal 1*</i>	0.053	1.55	8	29.40	/	/
<i>2*</i>	0.045	1.27	8	28.12	/	/
<i>3*</i>	0.0079	0.15	6	20.97	/	/
Tot.	0.11	2.97	8	27.00	662	23
<i>Sistema Apollo</i>	0.43	11.45	8	26.63	924	28
<i>Sistema Primero Sal</i>	0.60	18.58	9	30.97	437	6
<i>Paredes de Vidiros</i>	0.05	2.35	7	46.04	550	12
<i>Palacio del Sal</i>	0.05	1.66	8	33.20	393	16

#### 4.3.4 Novità esplorative e carta del potenziale speleologico

Grazie alle indagini da remoto effettuate sono stati mappati gli ingressi di oltre 120 potenziali cavità. Di queste, poco più di una quarantina erano già conosciute prima della spedizione. Tra le restanti, 9 sono state scoperte ed esplorate nel corso della spedizione, e sono presentate per la prima volta in questa tesi (Fig.57). Nella Zona 3 (Fig.57A) sono stati visitati tutti i potenziali ingressi individuati dalle immagini satellitari (ad eccezione di uno), confermandone la natura e portando all'esplorazione di oltre 2 km di gallerie. La Zona 4 invece (Fig.57B), è stata solo parzialmente esplorata: molti degli ingressi individuati dalle immagini davano accesso a pertugi impraticabili o di scarso interesse; tra i potenziali punti rimasti sono state esplorate due grotte dallo sviluppo considerevole (per uno sviluppo complessivo di oltre 1 km), mentre altri canyon non sono stati visitati. La Zona 5, anch'essa obiettivo esplorativo della spedizione, è stata battuta solo tramite drone a causa di mancanza di tempo. Queste preliminari perlustrazioni hanno confermato la presenza di alcuni ingressi individuati dalle immagini satellitari, anche se non è possibile definire se e per quanto siano percorribili i relativi percorsi ipogei. Nelle Zone 1 e 2 invece non sono state condotte nuove esplorazioni, nonostante in esse siano presenti numerosi ingressi non ancora esplorati.

Per ottenere una stima dell'attuale stato di conoscenza speleologica della regione, è stata elaborata una mappa con la posizione e il numero dei punti di interesse individuati, il numero di ingressi delle cavità già note, e quello delle potenziali ancora inesplorate (Fig.58). Va precisato che in questa stima sono stati indicati solo gli ingressi, i quali non coincidono necessariamente con il numero di cavità (che possono presentarne più di uno), né con il loro sviluppo (che può variare da pochi metri fino a diversi chilometri, a seconda dell'assetto strutturale, stratigrafico e soprattutto idrologico).

Per classificare l'attuale potenziale speleologico delle aree individuate, è stata utilizzata una scala che si basa sullo spessore di sale affiorante, sui dislivelli topografici, sul numero di possibili cavità ancora inesplorate ed infine su un giudizio del valore scientifico e speleologico (di carattere personale) basato sulle osservazioni nelle grotte visitate nel corso della spedizione. A ciascuno di questi parametri è stato attribuito un valore da 1 a 3 (basso, medio, alto) e ne è stata calcolata la media aritmetica (Tab.6). Le aree a punteggio compreso tra 0 e 1 risultano di minimo potenziale speleologico, quelle tra 1 e 1,75 di medio-basso potenziale, quelle tra 1,75 e 2,5 di medio-alto potenziale, e quelle maggiori di 2,5 di massimo potenziale.

*Tabella 6: Punteggi (da 1 a 3) assegnati per l'elaborazione della carta del potenziale speleologico della Cordillera de la Sal (Fig.58). I valori di N/D rappresentano il fatto che non è stato possibile dare un giudizio in quanto non sono state visitate cavità in quella zona.*

Zona	Punteggio				
	Spessore halite	Dislivelli	Inesplorate	Valore scientifico e speleologico	Media
1	3	2	2	2	2.25
tra 1 e 2	3	2	3	N/D	2.66
2	3	3	2	3	2.75
sud della 2	2	2	3	N/D	2.33
3	1	1	1	2	1.25
4	1	1	1	1	1.00
5	1	2	2	N/D	1.66

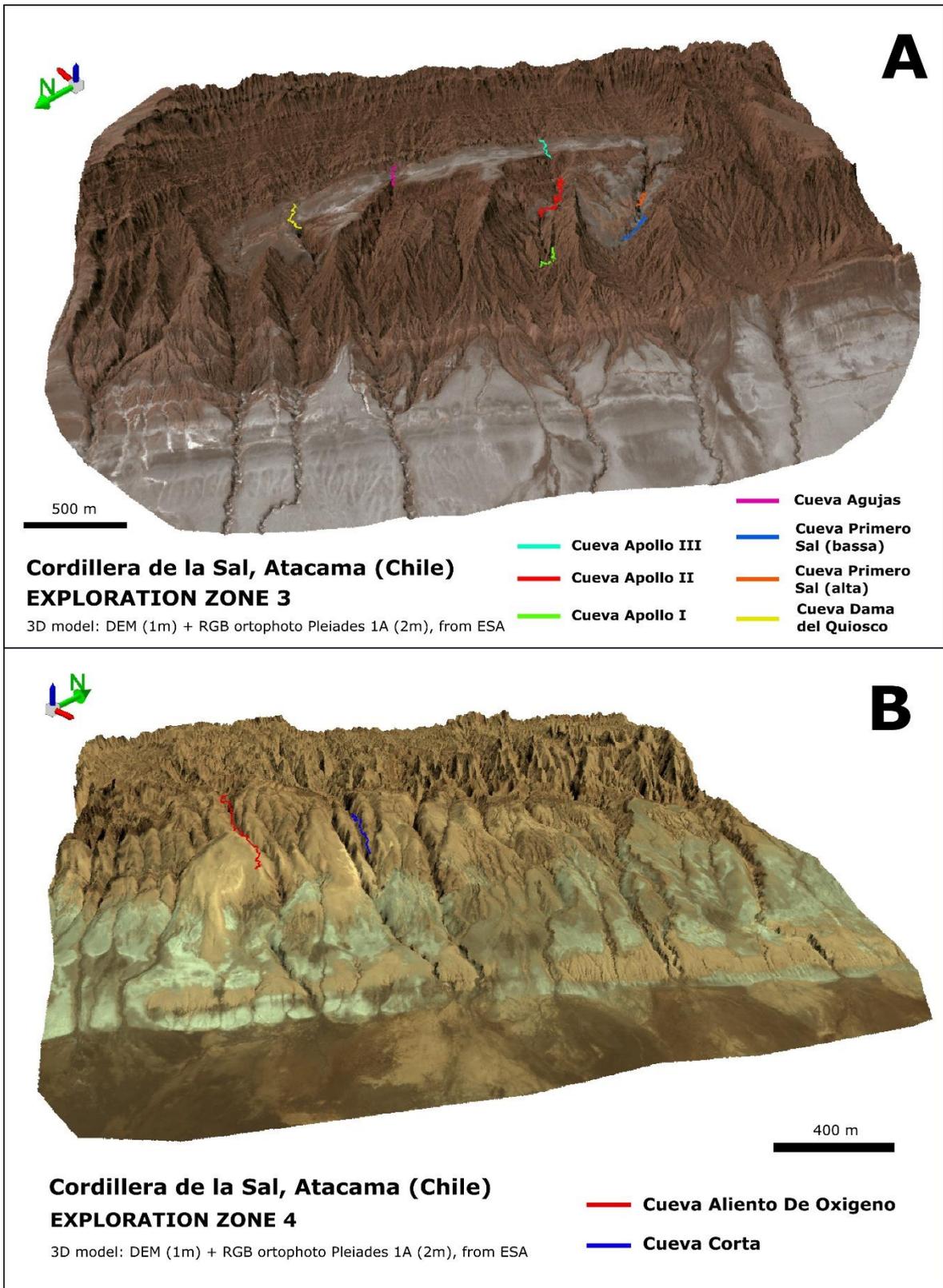


Figura 57: Modelli tridimensionali delle due zone carsiche oggetto di esplorazioni, costruiti con i DEM e le immagini Pleiades ortorettificate. Sono inoltre indicate le proiezioni planimetriche delle 9 cavità scoperte e rilevate. Esagerazione verticale x1,5.

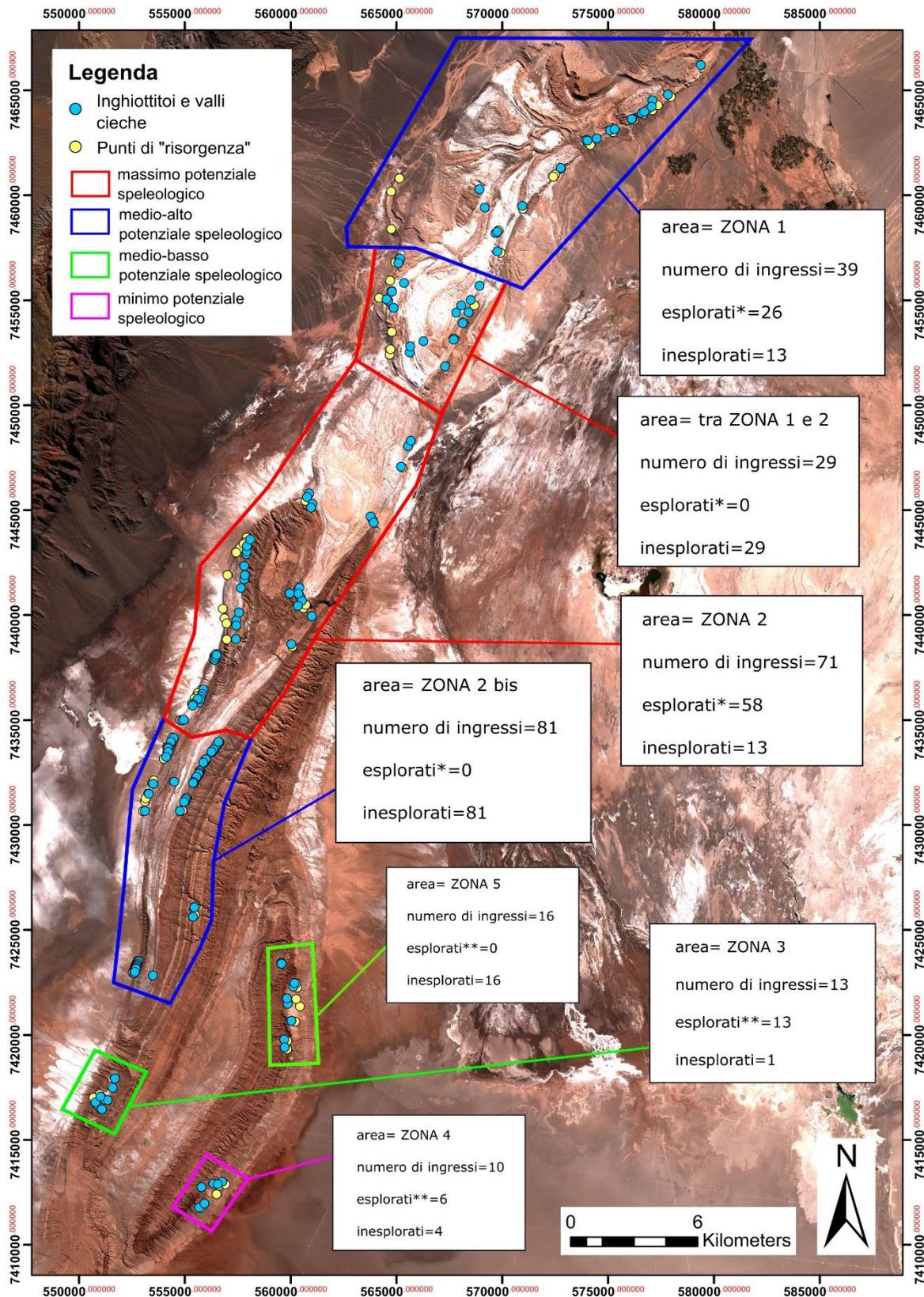


Figura 58: Carta del potenziale speleologico della Cordillera de la Sal. Mappa base: immagine satellitare Sentinel-2 (fornita da ESA). Il reticolato chilometrico esterno rappresenta coordinate espresse in WGS 84-UTM 19S. \*: dal catasto della Commissione Grotte E. Boegan (Padovan, 2015); \*\*: esplorati durante la spedizione di Marzo 2018.

## CAPITOLO 5: Discussione dei risultati

### 5.1 Elementi di controllo sul carsismo nella *Cordillera de la Sal*

Per cercare di capire le relazioni tra carsismo ed assetto strutturale dell'area di studio sono state messe a confronto tutte le informazioni ottenute nel corso della tesi, sia dirette (come i dati del rilevamento sul terreno) che indirette (come le misurazioni topografiche o ottenute da tecniche di *remote sensing*).

L'incrocio tra dati di orientazione delle grotte (paragrafo 4.3.1) e orientamento dei set di fratturazione è stato applicato per due aree specifiche, rispettivamente l'anticlinale più settentrionale della *Cordillera* (chiamata per semplicità "*Quebrada Honda Anticline*", dove troviamo la *Cueva Lechuza del Campanario*, la *Cueva Mina Chulacao*, la *Cueva Paisaje Sal* e la *Cueva Palacio del Sal*), e l'anticlinale inclinata nel settore ovest della Zona 2 ("*La Paciencia Anticline*", dove troviamo la *Cueva de l'Arco de la Paciencia* e la *Cueva de l'Aire*).

Queste sono le due strutture su cui ho focalizzato maggiormente gli studi nel corso della tesi. In Figura 59 e Figura 60 sono inseriti i profili geologici realizzati per le rispettive anticlinali tagliate dalle grotte in cui è stato effettuato il rilevamento geologico. In particolare, la sezione in Figura 60 è realizzata sul profilo topografico tracciato seguendo il percorso ipogeo della *Cueva de l'Arco de la Paciencia* (sezione longitudinale estesa della grotta, rappresentata con linee rosse nel sottosuolo). In Figura 59 invece sono stati realizzati due profili lineari di fianco alle cavità analizzate (*Cueva Lechuza del Campanario*, A-A'; *Cueva Mina Chulacao*, B-B'), anch'esse rappresentate con linee rosse.

Confrontando i dati di orientamento delle cavità con i set di fratturazione misurati sul terreno (Fig.61) si può notare come, alla scala metrica, i sistemi carsici tendano a non essere influenzati dall'orientamento delle fratture, anche quando molto aperte come è stato spesso osservato in questa zona. Scendendo nel dettaglio, si può notare come le uniche correlazioni possibili siano con i set di direzioni secondarie misurate dai rilievi topografici. Ad esempio, nel caso delle grotte della Zona 1 (Fig.59 e Fig.61A), solo la direzione di sviluppo NW-SE può essere messa in relazione ai set di fratturazione, che non rappresentano comunque quelli più frequenti di tale settore dell'ammasso salino. Nel caso della Zona 2 (Fig.60 e Fig.61B), solo la direzione N-S. Gli altri set di sviluppo preferenziale non sono rappresentati dalla distribuzione delle fratture.

Sempre in quest'ottica, sono state messe in relazione le densità di fratture calcolate sulla base dei rilevamenti in grotta e lo sviluppo spaziale delle cavità (Fig.62). Nonostante il numero di campioni sia ridotto (5 cavità), da questa analisi preliminare si può notare come il set di dati sia estremamente disperso, senza alcun tipo di correlazione applicabile.

Queste evidenze sembrano testimoniare un controllo tettonico secondario sulla direzione di sviluppo dei sistemi carsici nel sale, quanto piuttosto un condizionamento sulle morfologie interne delle cavità. In particolare, nel caso della *Cueva de l'Arco de la Paciencia*, l'unica grande variazione nella direzione generale di sviluppo è associabile all'intersezione (nel sottosuolo) del ramo principale con il nucleo della piega anticlinale (Fig.43 e Fig.60). In questa circostanza si può notare come il sistema carsico devii impostandosi sul *trend* dell'asse della piega (16°N, calcolato sulla base dei poli dei piani di stratificazione con il software *Stereonet*).

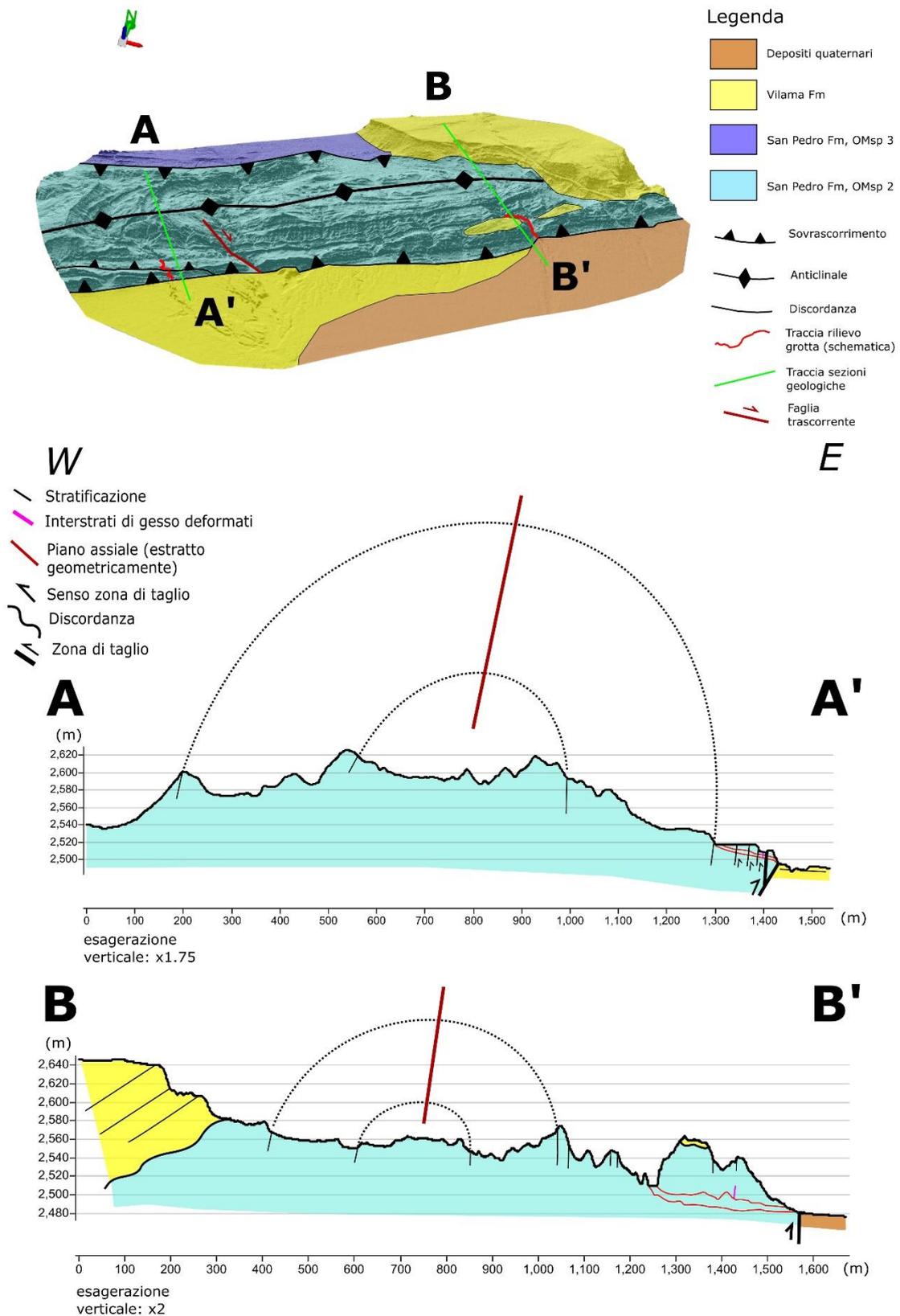


Figura 59: Profili geologici della Quebrada Honda Anticline. In rosso sono indicate le sezioni longitudinali delle grotte. A-A': Cueva Lechuza del Campanario; B-B': Cueva Mina Chulacao. In alto carta geologica sulla mappa di shaded relief elaborata dal DEM.

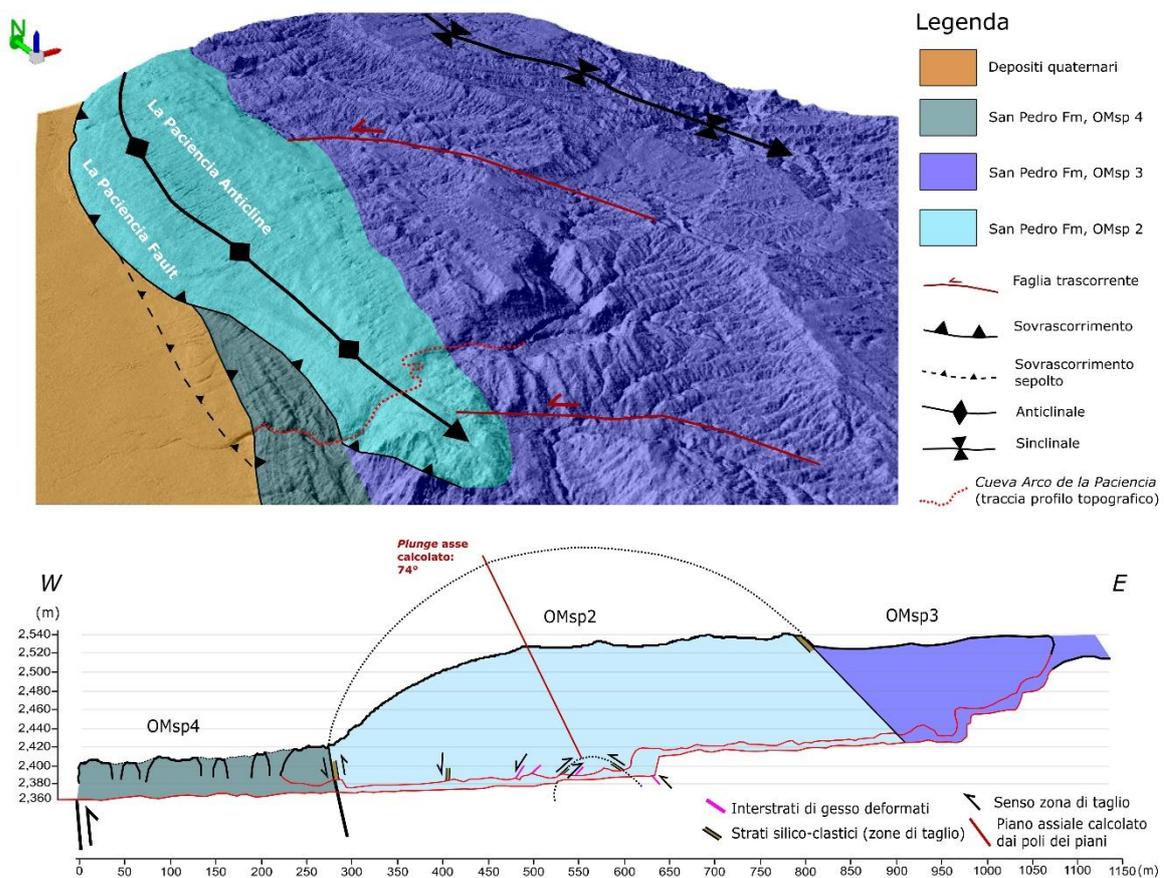


Figura 60: Profilo geologico della Paciencia Anticline lungo una traccia estesa sulla sezione longitudinale della Cueva de l'Arco de la Paciencia. Si possono notare i rapporti con i vari membri della Fm. di San Pedro e l'assetto strutturale dell'ammasso roccioso in questo settore della Cordillera. La giacitura dell'asse della piega in questa posizione è stata calcolata dalle misure dei poli dei piani di stratificazione con il software Stereonet.

In questa zona, immediatamente a valle del pozzo da 30 m, è stato riscontrato il tratto di roccia salina più fratturata, nonché l'unico in cui sono state osservate morfologie di collasso lungo il meandro principale. Un altro meccanismo di controllo è stratigrafico: laddove la frequenza dei banconi evaporitici diminuisce (OMsp4), la grotta è caratterizzata da dimensioni delle gallerie minori e da alternanza tra segmenti ipogei e segmenti epigei (vedi sezione in Figura 60).

La presenza interna di pozzi e gallerie ad alto gradiente sono innanzitutto controllate dai dislivelli topografici, condizionati dal sollevamento tettonico. Le grotte con gradiente più alto si trovano nella Zona 2, dove i rilievi sono maggiori e la variabilità topografica è più accentuata. È stato osservato come nei contesti in cui il gradiente topografico permette lo sviluppo di pozzi, l'ubicazione di questi ultimi avviene laddove il drenaggio sotterraneo incontra le famiglie di discontinuità più persistenti e in cui la roccia salina è più fratturata. Questo succede in corrispondenza delle zone di taglio interpretate principalmente come

trascorrenti o a cinematica obliqua, sub-verticali, che tagliano il sale massivo. Queste discontinuità fungono da elementi di debolezza nei quali la dissoluzione è più concentrata.

All'interno della porzione rilevata del *Sistema Dario Cressi* (paragrafo 4.2.5), è stato osservato come i due pozzi discesi fossero sviluppati in corrispondenza di questo tipo di strutture tettoniche. Nella *Cueva de l'Arco de la Paciencia* invece il pozzo da 30 m non presentava apparenti strutture tettoniche, anche se la sua vastità e la mancanza di un'osservazione completa (in quanto il pozzo non è stato risalito), renderebbero necessarie ulteriori analisi.

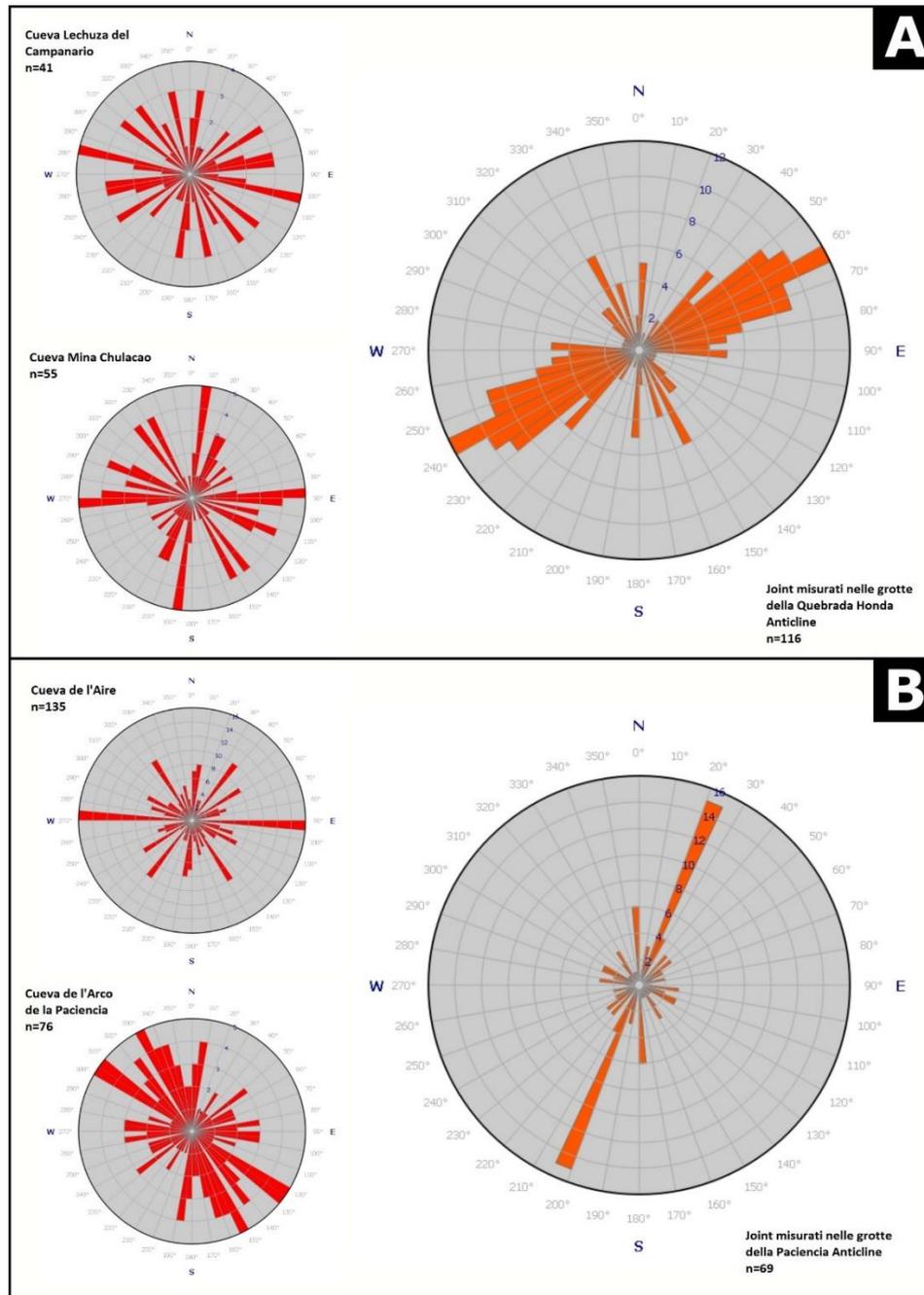


Figura 61: Confronto tra diagrammi a rosa dell'orientamento morfo-strutturale delle cavità (rosso) e set di fratturazione (arancione), per le grotte della Quebrada Honda Anticline (A) e La Paciencia Anticline (B).

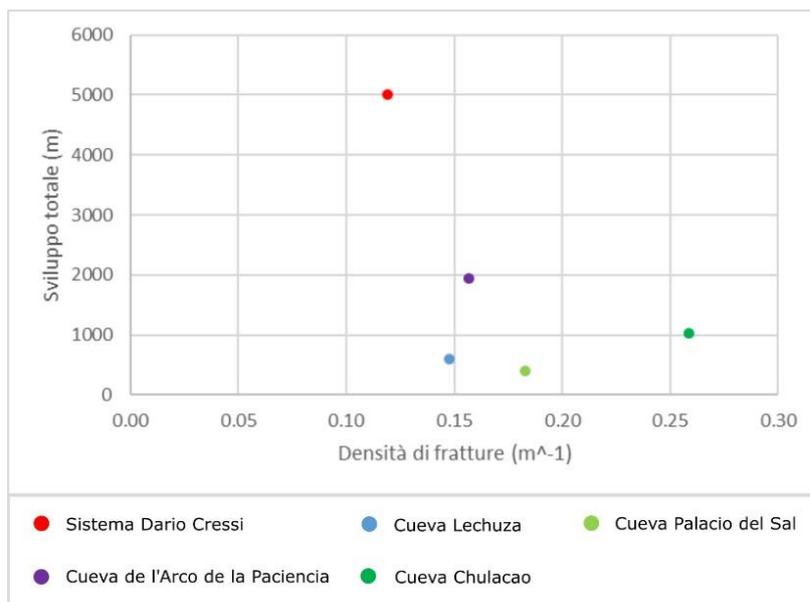


Figura 62: Grafico a dispersione della densità di fratture e sviluppo totale delle grotte in cui è stato effettuato il rilevamento geostrutturale. Si può notare come i dati siano estremamente dispersi e non sia possibile alcuna correlazione significativa.

Un'altra evidenza riscontrabile analizzando i dati di orientazione e l'assetto geologico alla scala decametrica è la presenza di alcune cavità in cui il drenaggio sotterraneo è chiaramente impostato lungo la direzione della stratificazione. In queste grotte il meandro principale rimane confinato all'interno dei banconi di halite sui fianchi delle pieghe per dei percorsi più lunghi, come ad esempio nel caso della *Cueva Paredes de Vidiros*, della *Cueva Palacio del Sal* e della *Cueva Paisaje Sal* (vedi App.3, Fig.52, Fig.53 e Fig.63). Mettendole in relazione con i dati idrologici calcolati dall'elaborazione dei DEM (Tab.5), si può notare come queste cavità presentino i bacini di drenaggio contribuenti più ridotti, e quindi una portata idrica stimata minore nel caso di eventi piovosi.

Per le restanti cavità analizzate, si può invece osservare come le gallerie carsiche taglino completamente le principali strutture tettoniche, cercando il percorso più breve per raggiungere il livello di base a valle. In questo percorso la dissipazione di energia avviene attraverso lo sviluppo di meandri che, come si può notare dai grafici in Fig.56, sono ad un buon grado di equilibrio per le Zone 1 e 2 (Deike e White, 1969; De Waele et al., 2009a). Nella Zona 3 invece si osserva un rapporto larghezza-spaziatura molto più disperso e poco clusterizzato, indicando una fase evolutiva meno matura o una possibile correlazione con la variabilità topografica tra dominio nord e sud, controllata principalmente da fattori tettonici (diversi tassi di sollevamento e raccorciamento).

In quasi tutte le cavità visitate, livelli fossili sovrainposti sono invariabilmente in continuità con il meandro principale, pochi metri sopra di esso. Si osservano prevalentemente mensole e gallerie sopraelevate all'interno dei canyon vadosi, la cui genesi è probabilmente legata alla ciclicità e all'intensità degli eventi piovosi (controllo climatico) (Walck, 2005; De Waele et al., 2009a). Questa evidenza geomorfologica indica inoltre una rapida dissoluzione in risposta al sollevamento tettonico o all'abbassamento del livello di base, che ben si accorda con l'elevata solubilità dell'halite. Ad eccezione della *Cueva Lechuza del Campanario*, tutte le altre grotte analizzate si trovano all'equilibrio rispetto ai *thalweg* del livello di base e non presentano risorgenti fossili.

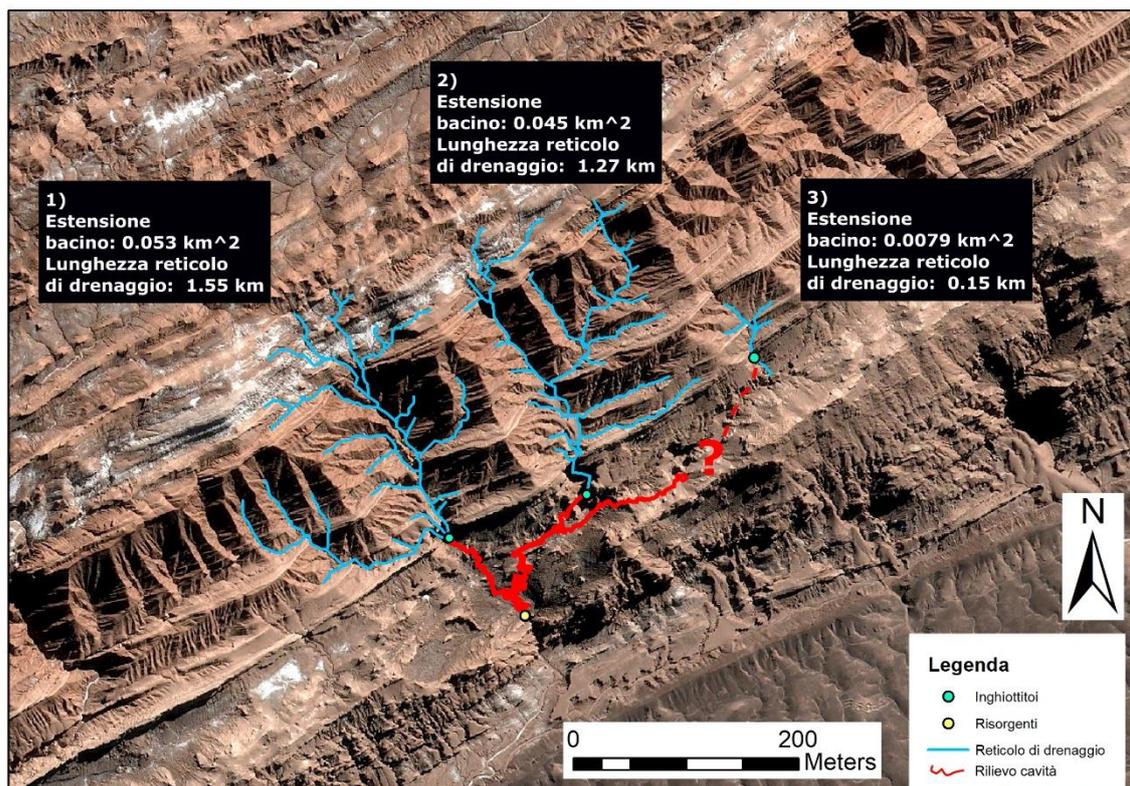


Figura 63: Esempio di controllo idrogeologico sullo sviluppo sotterraneo delle cavità nel sale. La Cueva Paisaje Sal presenta distinti bacini di assorbimento, che concorrono alla creazione di tre meandri sotterranei. Con il crescere dell'estensione del bacino di drenaggio e della lunghezza del reticolo fluviale, il relativo meandro ipogeo si sviluppa nel percorso più breve per raggiungere il livello di base. Solo il meandro più ad ovest (bacino > 500 m<sup>2</sup>) taglia completamente la roccia salina. Gli altri meandri più ad est (dalle dimensioni esigue) hanno disciolto l'halite seguendo il fianco della piega e congiungendosi al canyon occidentale. Mappa base: Pleiades pansharpened ortorettificata (immagini Pleiades fornite da ESA).

Ulteriori osservazioni interessanti sulle relazioni tra carsismo e set di fratturazione riguardano la loro influenza sui passaggi secondari che si sviluppano lateralmente ai meandri principali delle grotte. Questo avviene lungo fessure che mostrano aperture che diventano più ampie verso il basso. Tale evidenza è stata interpretata come conseguenza di fenomeni di turbolenza delle acque che, nel corso delle piene, carsificano maggiormente le fratture sul pavimento del letto fluviale (dove la turbolenza è maggiore), ampliando brevi e stretti passaggi.

La risultante morfologia è di condotti aperti carsificati, dalla sezione a "V" rovesciata, come da esempio in Figura 64.



Figura 64: Esempio di condotta secondaria nel sistema Dario Cressi, impostata lungo una frattura aperta.

Altre osservazioni sono state fatte sulle relazioni tra caratteristiche idrologiche e sviluppo dei sistemi carsici. In particolare, sul rapporto tra area del bacino di drenaggio, lunghezza del reticolo e sviluppo spaziale delle grotte (Fig.65). Da questi dati si può osservare una correlazione lineare definita, ma poco significativa ( $R^2$  compreso tra 0,4 e 0,5) per entrambi gli insiemi. Questa relazione potrebbe indicare che l'ampliamento e lo sviluppo dei condotti carsici sono per lo più condizionati dagli eventi di piena, che possono essere localizzati geograficamente, e la cui intensità può essere funzione non solo dell'estensione del bacino, ma anche della sua articolazione e delle pendenze dei versanti.

I tassi di dissoluzione calcolati da De Waele et al., (2009a) riportano come nello stesso intervallo di monitoraggio, le stazioni di misura posizionate in grotte distanti anche pochi chilometri presentavano dati di dissoluzione completamente diversi (Tab.1). In particolare, nel canyon della *Cueva Lechuza* si è registrato un evento (interpretato come piena catastrofica) che ha asportato completamente la superficie a cui era infisso il sensore nel letto del torrente (almeno 2 cm di abbassamento). I dati di dissoluzione del soffitto e delle mensole laterali invece presentavano tassi di circa 1,1 mm/anno. Nella vicina *Cueva Mina Chulacao* (il cui bacino di drenaggio è di dimensioni anche maggiori), i dati di abbassamento nello stesso intervallo temporale mostrano valori calcolati variabili tra 3 e 5 mm/anno circa. Il dato massimo rappresenta l'erosione sul pavimento della cavità (5,44 mm/anno), che se paragonato a quello della *Cueva Lechuza* per la stessa tipologia di ambiente, è di un ordine di grandezza inferiore.

Queste osservazioni ed interpretazioni confermerebbero un controllo prevalentemente idrogeologico, climatico e fisico (solubilità dell'halite) sullo sviluppo delle cavità carsiche,

in cui l'impronta stratigrafica e strutturale presenta un impatto di ordine inferiore, e si ripercuote essenzialmente sullo stile geomorfologico interno (presenza di pozzi, gradiente, evoluzione dei meandri) e, in maniera minore, sulle direzioni di sviluppo della cavità.

Queste ultime sono infatti controllate principalmente dalle caratteristiche dei bacini di drenaggio. Quelli più sviluppati e dal reticolo contribuente maggiore sono associati a cavità di attraversamento che tagliano completamente il sale nel percorso più breve per raggiungere il livello di base; le cavità meno drenate sono invece confinate lungo percorsi più lunghi all'interno del bancone evaporitico, seguendo prevalentemente la direzione dei fianchi delle pieghe (esempio della *Cueva Paisaje Sal* in Figura 63).

È stato inoltre constatato che gli eventi di piene catastrofiche sono il principale fattore di innesco del fenomeno carsico, di almeno un ordine di grandezza superiore se paragonato al tasso di abbassamento dovuto all'attività di condensazione/corrosione sulle pareti, e la dissoluzione per circolazione di acque meteoriche, in condizioni stabili (De Waele, 2009a, 2009b).

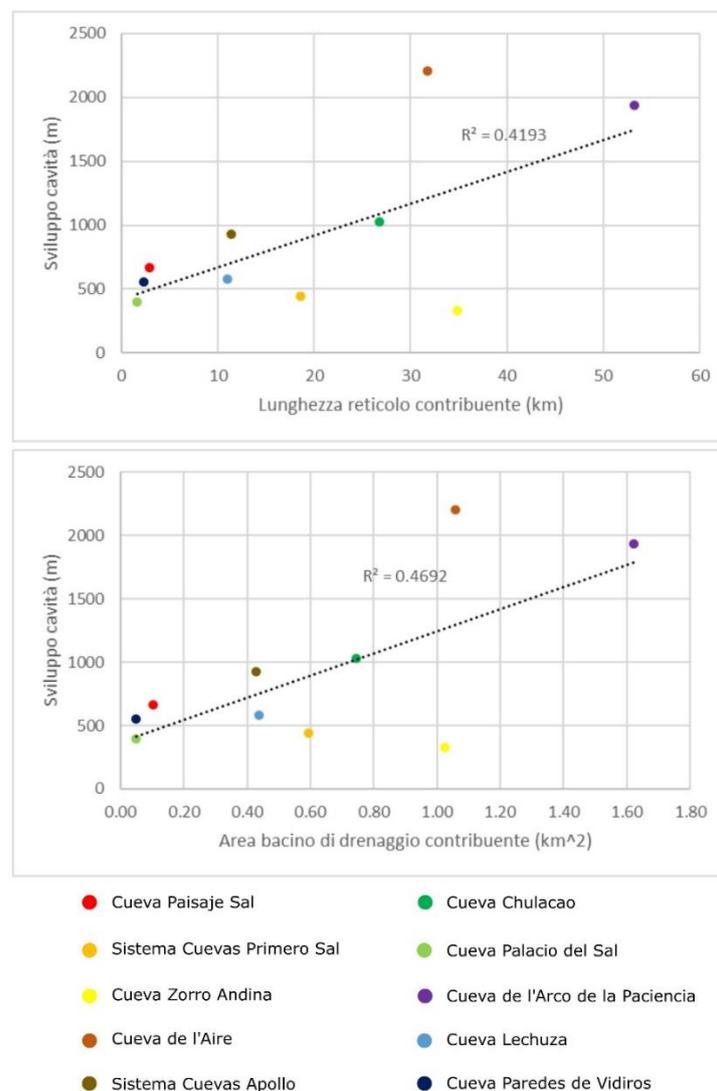


Figura 65: Diagrammi a dispersione sui dati idrogeologici estratti dai DEM e sviluppo spaziale delle grotte. Le linee nere puntinate indicano le rette di regressione lineare, con annessi valori di  $R^2$ .

## 5.2 Tettonica ed evoluzione della *Cordillera de la Sal*

Per quanto riguarda le evidenze di deformazione regionale che contraddistinguono gli affioramenti della Formazione di San Pedro lungo la *Cordillera de la Sal*, possiamo schematizzare le seguenti caratteristiche:

- 1) Pieghe asimmetriche, coniche, ad orientamento NNE-SSW, spesso disposte *en-echelon*, da inclinate fino a debolmente rovesciate;
- 2) Sovrascorrimenti ai margini della catena, ad angoli non definiti, che guidano la deformazione duttile;
- 3) Raddoppiamenti tettonici per sovrascorrimenti ad alto angolo, nel dominio settentrionale e nella zona di transizione della Cordillera, con formazione di pieghe a nucleo salino (OMsp1-2), bivergenti;
- 4) Caratteri di diapirismo salino nel dominio settentrionale e zona di transizione (OMsp1-2), con sviluppo di faglie inverse ad alto angolo che trancano le altre strutture plicative (vedi sezioni A-A' e B-B' in Figura 33) e pieghe a "duomo salino";
- 5) Da nord a sud si osserva un raccorciamento differenzialmente distribuito lungo i margini compressivi, probabilmente a causa di variazioni nello spessore dei banconi evaporitici e/o variazioni nella deformazione;
- 6) Deformazione sin-sedimentaria nelle Formazioni Vilama e Campamento, che ricoprono in discordanza la Formazione di San Pedro. Queste due unità mostrano le stesse tendenze strutturali di piegamento osservate nella successione Oligo-Miocenica sottostante, sebbene più dolci. Questa evidenza testimonia tettonica compressiva attiva dal Miocene inferiore almeno fino al Pleistocene superiore;
- 7) Meccanismo deformativo principale, ricostruito dalle ricostruzioni geometriche, dai rapporti stratigrafici e dai profili geologici, interpretato come "piegamento parallelo";
- 8) Sistemi di zone di taglio trascorrenti, prevalentemente sinistre, più raramente con componente cinematica destra, rilevate dalle immagini satellitari. Orientamento prevalente WNW-ESE.

Per quanto riguarda invece la deformazione alla scala metrica:

- a. Deformazione accomodata principalmente lungo i giunti di stratificazione per scivolamento flessurale (zone di taglio per *flexural slip*);
- b. Sistemi di fratturazione nel sale legati al piegamento, con *joints* ad alto angolo o subverticali, longitudinali o obliqui (*tension joints* e *conjugate oblique joints*);
- c. Interstrati a componente terrigena con elevata deformazione fragile-duttile (vene di taglio, matrice cataclastica e foliata);
- d. Meccanismo di piegamento parallelo supportato anche dalle strutture interne alle pieghe, con sviluppo di zone di taglio estensionali lungo l'estradosso, compressive al nucleo (vedi paragrafo 4.2 e Figure 59 e 60);
- e. Zone di taglio duttili o fragili-duttili localizzate negli interstrati (gesso microcristallino, argilliti o siltiti), con sviluppo di pieghe di trascinamento o *fabric* S-C, osservate in entrambi i domini della catena;
- f. Zone di taglio nel sale massivo, prevalentemente subverticali a cinematica trascorrente sinistra o ipotizzata obliqua. Raramente subverticali con componente cinematica destra. Il sale risulta deformato intensamente, con sviluppo di strutture sigmoidali immerse in una matrice cataclastica foliata e composta dai grani insolubili. Spesso carsificate;
- g. Superfici di foliazione dei cristalli di halite nelle zone di taglio più ampie.

Le evidenze sopra elencate sono frutto delle interpretazioni dei risultati ottenuti nel corso del telerilevamento e del rilevamento geologico dell'area di studio, nonché della loro correlazione con le informazioni geologiche e strutturali disponibili da altri studi in letteratura. In particolare, le associazioni e i meccanismi di deformazione osservati si adattano alle ricostruzioni di alcuni autori (Dingman, 1962; Muñoz et al., 2002; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017) secondo cui il differente stile strutturale e grado di raccorciamento potrebbero essere dovuti a tettonica compressiva guidata in parte da diapirismo salino (per il dominio settentrionale), in parte da cinematica traspressiva sinistra guidata dalla *Salar Fault System* (per il dominio meridionale). Entrambi questi fattori avrebbero svolto un ruolo nell'attuale configurazione strutturale della *Cordillera*, con evidenze di tettonica compressiva attiva fin dal Miocene inferiore, nonostante alcuni autori (Arriagada et al., 2006) propongano fasi compressive attive fin dal Cretaceo.

Le ricostruzioni più recenti della stratigrafia sismica nell'area di studio (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Rubilar 2015; Rubilar et al., 2017), mostrano invece come la successione della Formazione di San Pedro si sia deposta essenzialmente in un bacino estensionale di età Oligocenica, che ha subito un'inversione tettonica nel Miocene inferiore. La variazione dello spessore dei corpi evaporitici da nord a sud avrebbe controllato la profondità dei principali piani di sovrascorrimento est-vergenti nel sottosuolo, e il risultante stile plicativo lungo la *Cordillera de la Sal*, guidato da processi di diapirismo salino e *salt-core folding* bivergente.

Il meccanismo di deformazione per piegamento parallelo che abbiamo osservato, concorde con altri lavori (Dingman, 1962; Rubilar, 2015), tuttavia poco si adatta alla deformazione tipica del diapirismo salino (Dingman, 1962). Allo stesso modo è difficile spiegare l'intenso grado di raccorciamento osservabile nel dominio settentrionale solo con sforzi di tettonica regionale compressiva (o traspressiva), laddove le successioni sottostanti mostrano scarsi livelli di deformazione. Inoltre, l'evidente persistenza della *Salar Fault System* e la sua interpretazione come zona di taglio trascorrente sinistra, ben si accordano con evidenze di terreno e con la possibilità che definisca il limite tettonico tra dominio settentrionale e dominio meridionale della *Cordillera* (Fig.32). Pensiamo quindi che entrambi i fattori, non solo il diapirismo e la stratigrafia meccanica, ma anche le variazioni nel campo degli sforzi (tettonica regionale, attività della *Salar Fault System*), possano aver contribuito alla variabilità strutturale osservata nell'area di studio, sicuramente ancora degna di ulteriori indagini.

In Figura 66 è schematizzato un modello evolutivo concettuale della *Cordillera de la Sal*. Dopo la sedimentazione dell'unità durante la fase estensionale di età Oligocene-Miocene inferiore si ha un'inversione tettonica, con lo sviluppo di fenomeni di diapirismo controllati dalla stratigrafia meccanica del bacino. Verso nord lo spessore maggiore di evaporiti controlla lo sviluppo di sistemi di pieghe bivergenti a nucleo salino con frequenti duplicazioni tettoniche su sovrascorrimenti ad alto angolo (vedi sezioni in Figura 33), probabilmente riattivati lungo i sistemi di faglie normali precursori. Verso sud la *Salar Fault System* si riattiva come segmento a cinematica traspressiva sinistra, guidando la deformazione nel dominio meridionale della catena dove il grado di raccorciamento è minore e l'ampiezza delle strutture plicative più ampia. La deformazione trascorrente è ben supportata anche da evidenze di terreno (vedi punto 7). Nel Miocene superiore inizia la sedimentazione delle Formazioni Vilama (a nord) e Campamento (a sud), mentre il sollevamento è ancora attivo. Nel dominio settentrionale, probabilmente a causa del fenomeno di diapirismo e della variabilità nella profondità del piano di scollamento interno al bacino (vedi Figura 7), si assiste al massimo grado di raccorciamento.

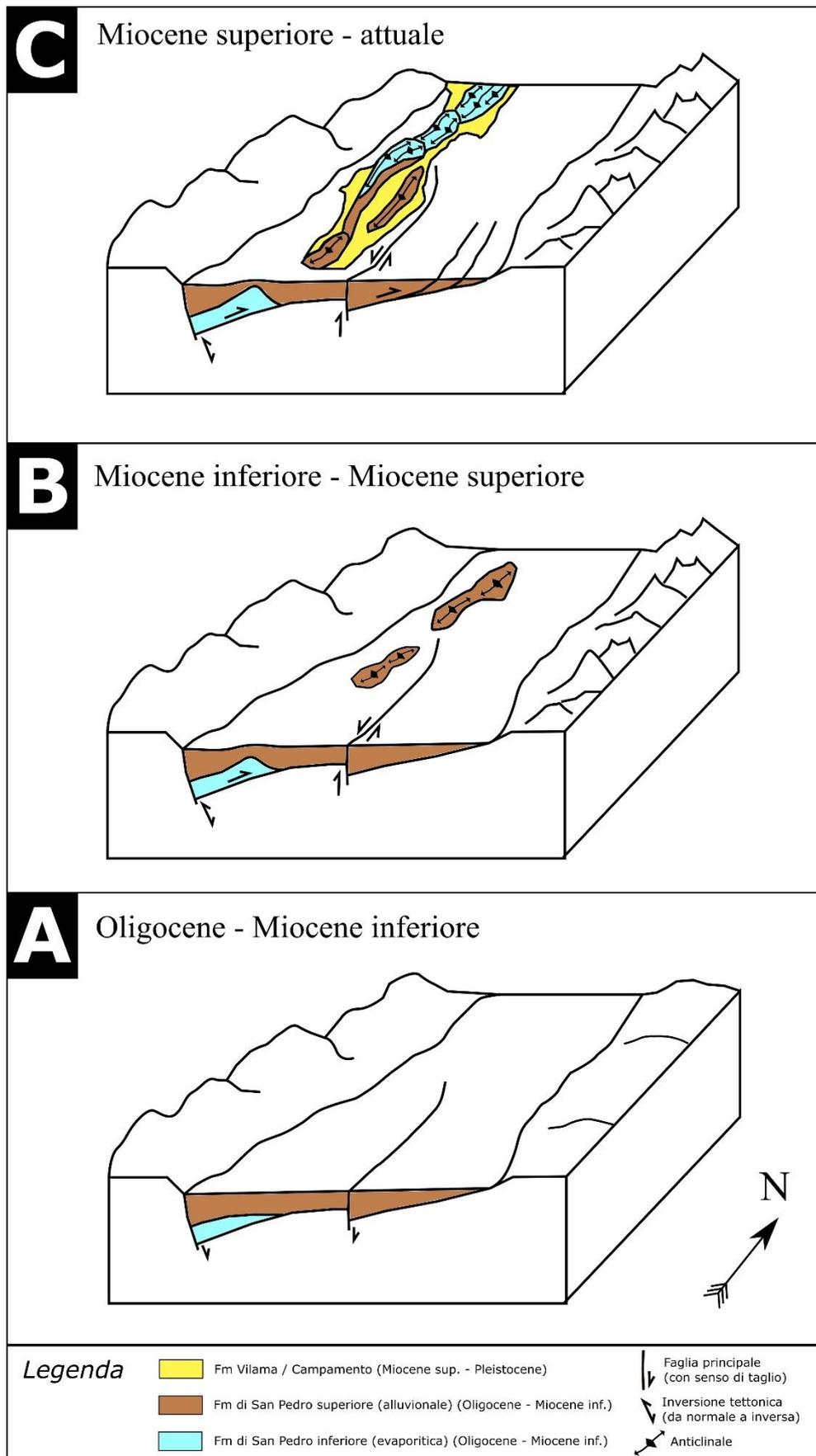


Figura 66: Schema evolutivo concettuale (non in scala) della Cordillera de la Sal e del Salar de Atacama (reinterpretato e modificato da Rubilar, 2015).

### 5.3 Neotettonica

La tettonica compressiva registrata in quest'area delle Ande è attiva ancora oggi (De Waele et al., 2009a; Rubilar, 2015; Rubilar et al., 2017; De Waele et al., 2018, *in review*). Ne sono testimonianza diversi fattori, tra cui alcune evidenze constatate nelle grotte studiate in questa tesi. In particolare, abbiamo analizzato come esempio più eclatante il gradino morfologico presente all'uscita a valle della *Cueva Lechuza del Campanario* (Fig.67) e la dislocazione di alcune superfici carsiche all'interno della medesima cavità (Fig.35B).

Grazie alle datazioni effettuate da De Waele et al. (2009b), abbiamo dei punti di controllo che ci forniscono stime sull'età di formazione delle grotte. In particolare, sono stati analizzati legni fossili e resti ossei nei riempimenti alluvionali di alcune cavità della Zona 1 (*Cueva Lechuza del Campanario*, *Cueva Mina Chulacao* e *Cueva Palacio del Sal*), tramite radiocarbonio. Le età dei frammenti di legno e di osso racchiusi nei *diamicton* datano il sedimento stesso (morte dell'organismo), e possono essere correlati con l'ultima alluvione che ha attraversato la grotta e raggiunto tale altezza (De Waele et al., 2009b). Questa relazione risulta però una semplificazione, in quanto la galleria carsica potrebbe essere stata già presente prima di suddetti eventi o essersi formata successivamente. Infatti, il resto fossile può provenire da un organismo morto prima della formazione dei condotti carsici, e trasportato solo in seguito al loro interno.

L'età mediana (calibrata) per la *Cueva Lechuza del Campanario*, definiti i limiti del metodo, è di 4419 BP (4292 – 4519 BP). Questa è l'età più antica risultata dalle analisi di datazione al radiocarbonio (De Waele et al., 2009b; De Waele et al., 2018, *in review*). Con buone probabilità l'età di formazione della grotta è più vecchia di tale intervallo temporale o, meno verosimilmente, più giovane. L'intervallo medio di formazione per le grotte di questo settore della Cordillera, compreso tra l'età massima e l'età minima calcolate, è di circa 4400 BP. Utilizzando questo dato, seppure non rappresentativo delle età reali della grotta, sono state calcolate stime sul possibile tasso di sollevamento tettonico attuale per questo settore della catena.

Il gradino misurato all'ingresso basso della *Cueva Lechuza*, disloca il *thalweg* del corso d'acqua ipogeo rispetto al livello di base esterno di  $3,58 \pm 01$  m (misura tramite distanziometro laser). Inoltre, all'interno della grotta è stata rilevata una zona di taglio che presenta un offset apparente su una mensola riempita parzialmente da sedimenti (antico livello di stazionamento del *thalweg* ipogeo), di circa 8 cm (Fig.35B). Questa zona di taglio non è stata modellata dall'azione idrica (non presenta la stessa curvatura della mensola), e pertanto è stata interpretata come contemporanea o successiva ad essa. Allo stesso modo, la grotta è l'unica di questo settore della catena che presenta un punto di risorgenza attivo più alto rispetto al livello di base. Le altre cavità affini allo stesso bancone evaporitico (*Cueva Mina Chulacao*, *Cueva Paisaje Sal*, *Cueva Palacio del Sal* e *Cueva Paredes de Vidiros*), sono all'equilibrio con i canyon a valle, cosa che testimonia un bilanciamento tra sollevamento medio e tassi di dissoluzione/erosione.

Per rendere coerenti questi dati, se si ipotizza un tasso di denudamento medio uniforme nello spazio per il tardo Holocene, deve necessariamente cambiare l'intensità del sollevamento tettonico lungo il sovrascorrimento al margine della catena. Considerando le età di formazione, le evidenze geomorfologiche sulla dimensione dei condotti, la spaziatura dei meandri e il gradiente idraulico osservato (De Waele et al., 2018, *in review*; Fig.55 e Fig.56), è difficile pensare che solo una di queste cavità possa aver subito tassi di dissoluzione/erosione così bassi da non aver raggiunto l'equilibrio negli ultimi 4000 anni.

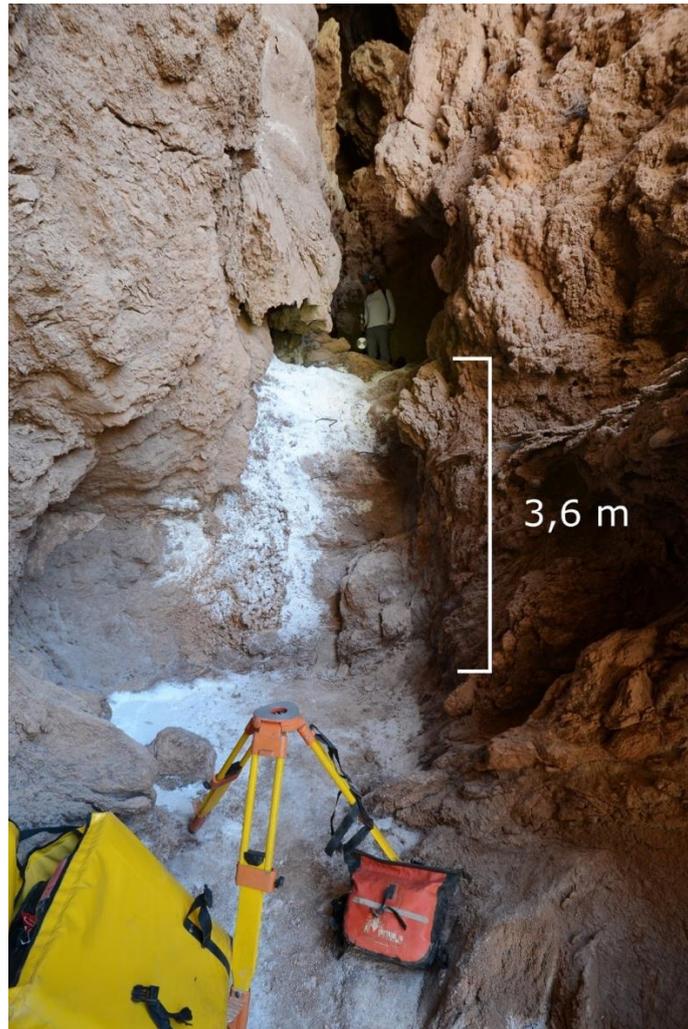


Figura 67: Gradino morfologico all'ingresso basso della Cueva Lechuza del Campanario (foto di M. Vattano).

Anche paragonando le informazioni estratte dai bacini di drenaggio, si può notare come non vi possa essere una relazione ben definita per spiegare questo gradino topografico nella *Cueva Lechuza*, che presenta un'area contribuente di poco inferiore a quello della *Cueva Chulacao*, ma di gran lunga più grande rispetto alle altre tre cavità della zona (*Palacio del Sal*, *Paisaje Sal*, *Paredes de Vidiros*).

Pertanto, sulla base della misura di dislocazione del *thalweg* della *Cueva Lechuza*, è stato calcolato un sollevamento neotettonico (ipotizzato) di almeno 0,81 mm/anno, utilizzando come marker cronologico l'età mediana di 4419 anni BP.

Oltre alle evidenze geomorfologiche e cronologiche, sono state osservate possibili strutture che hanno controllato la variabilità nei tassi di sollevamento di questo settore della catena. In Figura 68 è inserito uno schema geologico di dettaglio basato sul rilevamento e telerilevamento effettuato nella zona in esame. Si può notare come effettivamente esista una struttura di duplicazione che raddoppia lo spessore del bancone evaporitico, proprio in corrispondenza della risorgente della *Lechuza*. Questo contatto tettonico è stato interpretato sulla base della mappatura delle testate di strato osservabili dalle immagini satellitari ad altissima risoluzione.

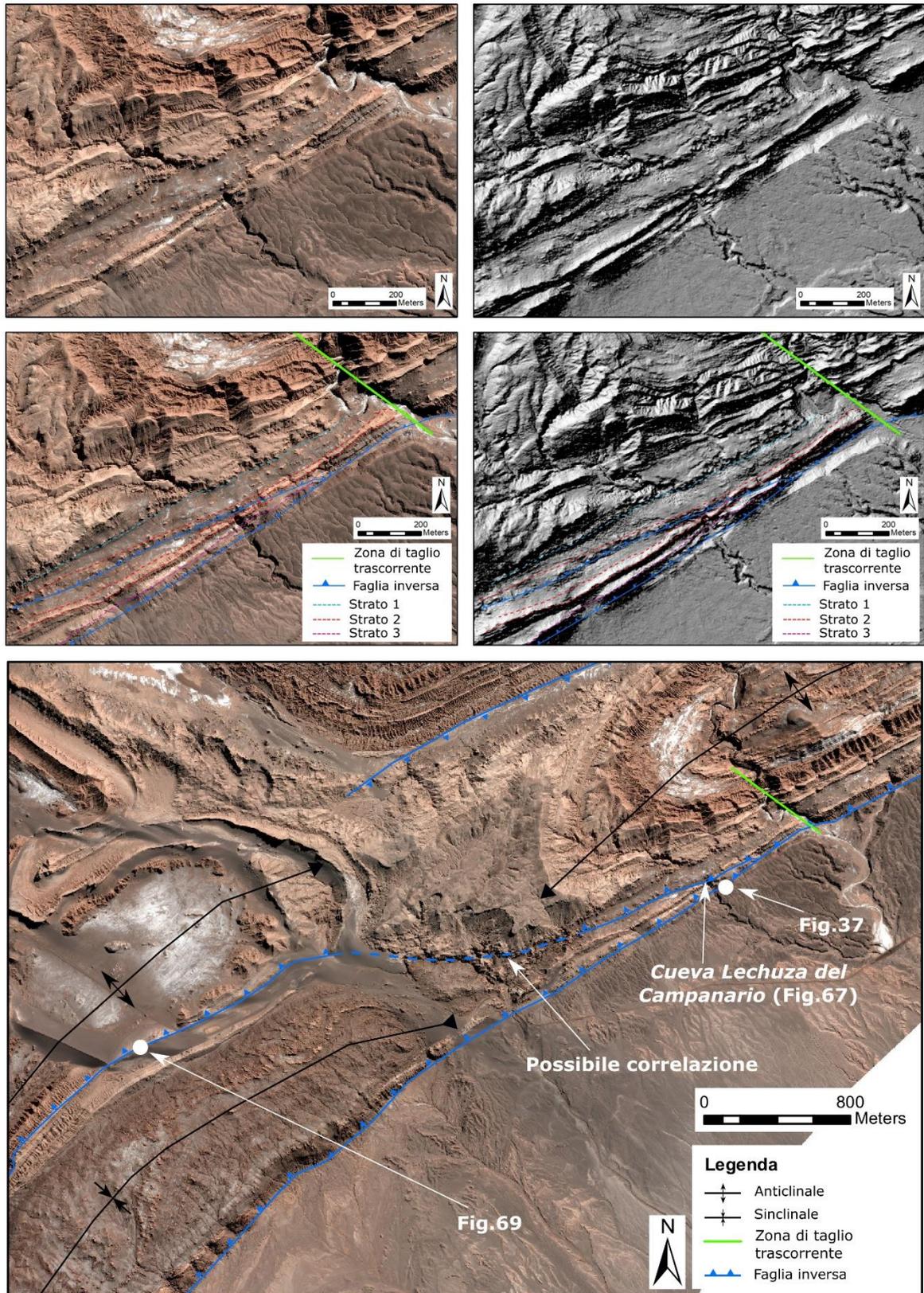


Figura 68: Schemi geologici di dettaglio dell'area della Cueva Lechuza del Campanario. In alto: immagine Pleiades pansharpended, ortorettificata e modello ombreggiato del terreno; al centro: stesse immagini con mappatura geologica; in basso: carta complessiva con possibile correlazione tra strutture e posizione delle figure annesse (immagini Pleiades fornite da ESA).

Dal rilevamento emerge come questa struttura possa correlarsi ad ovest con un sovrascorrimento di natura simile, ad alto angolo, osservato direttamente sul terreno (Fig.69) ed interpretato sulla base dei rapporti stratigrafici. Il fatto che possa trattarsi dello stesso piano di taglio non è confermabile con certezza e rimane pertanto un'ipotesi. Tuttavia, che la zona di taglio sia un piano unico, o si sviluppi verso est con più segmenti, la presenza di una duplicazione nel settore della *Cueva Lechuza* è ben supportata dalle evidenze mostrate in Figura 68. Questo spiegherebbe come il possibile gradino morfologico presente al livello di base sia stato riscontrato solo in suddetta grotta, mentre sia completamente assente in tutte le altre cavità presenti nella *Quebrada Honda Anticline*.



Figura 69: Sovrascorrimento ad alto angolo rilevato nella Valle della Luna. La posizione di questa struttura è indicata in Fig.68.

Inoltre, la zona di taglio nel sale massivo che rigetta di pochi centimetri una mensola del canyon ipogeo (Fig.35B), potrebbe rappresentare uno *splay* secondario del sovrascorrimento ipotizzato, a cinematica non riconoscibile ma con offset apparente normale. Altre possibilità è che essa faccia parte dell'associazione di strutture trascorrenti o a cinematica obliqua. Quest'ultima interpretazione potrebbe vincolare ancora meglio i possibili movimenti neotettonici, tuttavia la mancanza di datazioni per tale specifico livello speleogenetico della cavità non ha consentito di elaborare ipotesi valide.

Non possiamo però eliminare da queste interpretazioni dei grossi limiti, innanzitutto per quanto riguarda le datazioni stesse ed il loro significato rispetto alla reale età di formazione delle grotte. In secondo luogo, perché la variabilità nei tassi di dissoluzione/erosione negli

ultimi 5000 anni, seppur sia molto improbabile che possa aver causato una tale sproporzione nel bilanciamento tra sollevamento medio e *downcutting* di cavità così vicine e speleogeneticamente simili, è pur sempre un fattore di controllo da non escludere, condizionato dalla variabilità climatica locale. Come dimostrato dalle misurazioni *MEM* (Tab.1) proposte da De Waele et al. (2009a), in intervalli di pochi anni è possibile avere piene localizzate solo in determinati bacini di drenaggio. Allo stesso modo però, su un intervallo ipotizzato di 4400 anni, è difficile pensare che una grotta ben sviluppata come la *Cueva Lechuza* sia rimasta l'unica a non esprimere un bilanciamento tra sollevamento medio e denudamento (soprattutto quando le osservazioni geomorfologiche interne mostrano un grado di maturità elevato). Tutte queste evidenze ci fanno pensare che esistano movimenti di natura neotettonica, controllati da una o più segmenti di faglie inverse ad alto angolo, orientate NE-SW, che duplicano la sequenza evaporitica.

Queste ipotesi aprono tanti possibili approfondimenti, a partire dalla ricerca di maggiori correlazioni, osservazioni estese ad altre cavità e soprattutto elementi di controllo più vincolanti per la datazione delle grotte.

#### **5.4 Analisi strutturali tramite elaborazione di nuvole di punti da fotogrammetria terrestre: potenzialità e limiti**

Come ultimo elemento di discussione si vogliono analizzare le potenzialità ed i limiti di una tecnologia sempre più utilizzata nelle Scienze della Terra e le sue possibili applicazioni nel campo della geologia strutturale. In questa tesi infatti, sia per esigenze tempistiche che per testare l'efficacia di questo metodo, è stato scelto di eseguire una fotogrammetria terrestre lungo una zona di taglio nella *Cueva Apollo 2* (vedi paragrafo 4.2.6). L'intento di questa operazione era di mappare le vene di halite all'interno del pacco di strati deformato, e confrontare il risultato con le misure (parziali) condotte in campagna.

Come si può notare dagli stereogrammi in Figura 50, vi è una discreta somiglianza tra i due set di misure. Tramite il *processing* della nuvola di punti con il software *CloudCompare* (Thiele et al., 2017) sono state misurate 40 vene, comparate con le sole 21 misurate in campagna. Tuttavia, è stato osservato che le vene meno aperte (<1 cm), erano difficilmente distinguibili nella nuvola di punti. Questo potrebbe essere dovuto non tanto alla risoluzione dell'elaborato, quanto alla scarsa copertura di foto, risultante in numero di punti non adeguato all'individuazione di elementi millimetrici.

Inoltre, non è possibile distinguere la marcata differenza tessiturale nelle vene, elemento di grande importanza rilevato sul terreno (Fig.51). Probabilmente, se avessimo potuto riconoscere questa variabilità tessiturale, si sarebbe potuto constatare eventuali relazioni cronologiche o di giacitura tra le due associazioni.

Dalle analisi degli stereogrammi si può notare come sia presente un'elevata distribuzione nelle giaciture del *boxwork* di vene, più accentuata nel set di misure estratte dalla nuvola di punti. Dal rilevamento di terreno si possono osservare tre principali famiglie di vene, interpretate come probabili piani P, R e R' della zona di taglio, con distribuzione variabile che riflette il *tilting* durante il piegamento della sequenza. Sulla base di queste interpretazioni si tratterebbe di piani di fratture aperte, successivamente riempite da cristallizzazioni secondarie di halite. Probabilmente ciò è dovuto ad acqua percolante all'interno dei set di frattura, che porta in soluzione gli ioni solubili disciolti dall'attraversamento delle sequenze

evaporitiche. Questo potrebbe anche spiegare l'apparente casualità nello stile delle cristallizzazioni (Fig.51), che non mostravano un'evidente relazione di associazione con specifici set di vene (dipendente quindi dalle condizioni dell'acqua di percolazione, tempo a disposizione per la cristallizzazione ecc.).

Analizzando il set di misure estratto dalla nuvola di punti si può notare come vi sia una distribuzione più eterogenea e caotica, anche se l'analisi dei cluster mostra come le giaciture prevalenti siano grossomodo analoghe a quelle misurate in campagna. Sulla base della ricostruzione incrociata tra i due set di misure, la cinematica della zona di taglio è stata interpretata come deformazione associata a *flexural slip* (cinematica inversa)

Abbiamo quindi notato come l'utilizzo di questa metodologia abbia indiscutibilmente delle grosse potenzialità, tra cui:

- 1) Possibilità di analisi da remoto;
- 2) Attendibilità dei risultati (dipendente dalla risoluzione e dalla copertura della nuvola di punti);
- 3) Alta o altissima risoluzione al suolo (fino a 1 mm/pixel);
- 4) Possibilità di georeferenziare i modelli e misurare giaciture, lunghezze, aperture, ecc. (applicazioni nel campo della morfometria, analisi strutturali, monitoraggio).

Nonostante tutto, non possiamo non elencare numerosi limiti:

- 1) Necessità di un buon grado di conoscenza informatica per il *pre-processing* e la creazione della nuvola di punti (calibrata) dalle immagini stereografiche;
- 2) Spazio X, Y, Z non geocodificato in *CloudCompare*. Il modello necessita di georeferenziazione manuale;
- 3) Riconoscibilità degli elementi da rilevare dipendente dalla risoluzione e dalla copertura di punti nel modello;
- 4) Tessiture a scala millimetrica o submillimetrica non sempre distinguibili anche se la risoluzione lo permetterebbe (funzione della copertura di punti; nel nostro caso non riconoscibili);
- 5) Assoluta necessità di elementi di controllo sul campo (*ground truth*) per validare i dati.

Nel nostro caso abbiamo notato che questo approccio ha avuto una validità solo grazie alla presenza delle osservazioni fatte sul terreno, che hanno permesso di integrare i dati e aiutare nel corso dell'identificazione delle strutture, che dalla nuvola di punti non sempre risultavano ben distinguibili (soprattutto quelle meno aperte). Pensiamo quindi che questa metodologia possa (e debba) essere usata con cautela e non possa in alcun modo prescindere dal rilevamento sul terreno e da una verifica diretta dei dati.

## CAPITOLO 6: Conclusioni

Grazie agli studi condotti in questa tesi è stata realizzata una carta geologica originale di dettaglio della *Cordillera de la Sal*, integrando dati di superficie con misure telerilevate (da dati ad altissima risoluzione) e rilevamenti strutturali nel sottosuolo. Quest'ultimo punto è stato possibile solo grazie alle tecniche di progressione speleologica.

L'insieme dei risultati ottenuti ha permesso di elaborare modelli di controllo sul fenomeno carsico nelle rocce saline della *Cordillera de la Sal*, dove un clima iperarido presente da milioni di anni ha permesso la preservazione di questo patrimonio geologico di inestimabile valore, sia dal punto di vista scientifico che divulgativo.

In particolare, è stato osservato come il fenomeno carsico sia condizionato prevalentemente dai seguenti elementi:

- 1) Condizioni climatiche e idrologiche;
- 2) Condizioni chimico-fisiche (solubilità dell'halite);
- 3) Condizioni strutturali e stratigrafiche.

Questi tre fattori incidono essenzialmente su diverse scale di intensità nella speleogenesi. Il primo è il più importante, in quanto è stato osservato come l'evoluzione del processo carsico, le dimensioni e lo sviluppo delle cavità siano essenzialmente controllate dalle portate idriche, parametro dipendente dalla variabilità climatica e dalle condizioni idrologiche e topografiche locali.

In secondo luogo, l'elevatissima solubilità dell'halite si riflette sull'assetto morfostrutturale delle grotte. Le fratture e le discontinuità geologiche non sono elementi di primaria importanza per l'instaurarsi del fenomeno carsico. Al contrario esse tendono ad essere tagliate dai condotti che seguono la via più breve per raggiungere il livello di base. Solo quando le condizioni idrologiche non consentono un drenaggio elevato si assiste al confinamento dei condotti all'interno dei banconi evaporitici, che seguono prevalentemente la direzione dei fianchi delle pieghe (direzione degli strati).

Le discontinuità tettoniche acquistano importanza ad una scala sub-metrica, laddove si hanno passaggi di dimensioni minori, spesso trasversali ai meandri principali, di scarso sviluppo (Fig.64). Quando i gradienti consentono lo sviluppo di pozzi e salti, è stato osservato come essi si sviluppino lungo gli elementi di debolezza maggiore, come zone di taglio nel sale massivo, e non lungo sistemi di frattura o giunti di interstrato (gesso o litologie alluvionali). Infine, alla macro-scala (ordine delle decine e centinaia i metri), è stato osservato come gli assi delle anticlinali abbiano controllato parzialmente la direzione di sviluppo dei sistemi carsici (si veda la *Cueva de l'Arco de la Paciencia*, paragrafo 4.2.4). Questa evidenza di controllo strutturale è comune a tante zone carsiche in evaporiti (Cucchi, 1989; Stafford et al., 2008; Pisani et al., 2018, *in review*).

Le analisi da remoto hanno inoltre permesso di mappare gli ingressi delle potenziali cavità carsiche ancora inesplorate, e hanno consentito l'esplorazione nel corso della spedizione di oltre 3 km di gallerie. È stata quindi prodotta una carta del potenziale speleologico per tutta l'area di studio, evidenziando come la zona sia ancora appetibile per future ricerche.

In ultimo è stato calcolato un ipotetico tasso di sollevamento tettonico, attivo almeno dal tardo Holocene, di 0,81 mm/anno per la zona della *Cueva Lechuza del Campanario*. Questo dato non è esente da problematiche, a partire dai limiti delle datazioni. Andrebbe pertanto contestualizzato e vincolato da maggiori osservazioni e controlli cronologici.



## APPENDICI

*Appendice 1:* Report degli errori residuali per la procedura di ortorettifica delle immagini satellitari Pleiades multispettrali e *pansharpened*, espressi in numero di *pixel*. La dimensione dei *pixel* per le immagini multispettrali è 2 m, per le immagini pansharpened 0,5 m, per i DEM 1 m.

<b>Pleiades multispettrali</b>	Numero di punti	X RMS	Y RMS
GCP	73	1,88	2,67
TP	26	0,04	0,06

<b>Pleiades pansharpened</b>	Numero di punti	X RMS	Y RMS
GCP	220	4,28	5,08
TP	46	0,01	0,06

*Appendice 2:* Report degli errori residuali per la procedura di estrazione dei DEM dalle 5 coppie stereografiche Pleiades, espressi in *pixel size*.

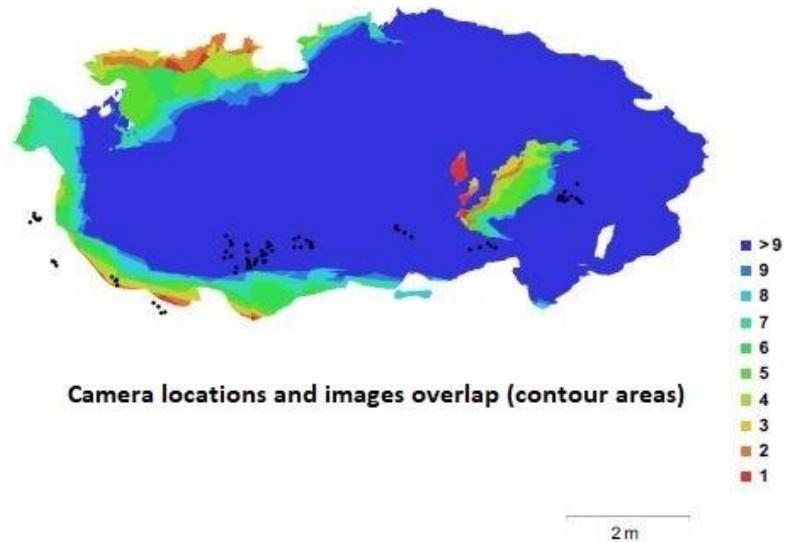
<b>ID</b>	Numero di punti (GCP)	X RMS	Y RMS	Z RMS
02	8	1,85	1,61	4,32
03	6	0,32	0,82	1,30
04	7	0,91	1,16	2,08
05	8	0,88	0,36	2,14
05-multi	6	0,16	1,02	3,27

Appendice 3: Elenco e posizione delle grotte analizzate in questa tesi (mappe base tratte da Google Earth Pro).

<b>Nome e n° catasto (da Padovan, 2015)</b>	<b>Latitudine WGS84</b>	<b>Longitudine WGS84</b>	<b>Sviluppo totale</b>	<b>Dislivello</b>	<b>Zona carsica</b>
<i>Cueva Lechuza del Campanario (SP8)</i>	S 22°56'19"	W 68°15'52"	579 m	24 m	1
<i>Cueva Mina Chulacao (SP4)</i>	S 22°56'28"	W 68°14'22"	1025 m	37 m	1
<i>Cueva Palacio del Sal o Caverna della Valle della Luna (SP3)</i>	S 22°56'39"	W 68°16'40"	393 m	16 m	1
<i>Cueva Paisaje Sal (SP12)</i>	S 22°55'56"	W 68°15'08"	662 m	23 m	1
<i>Cueva Paredes de Vidiros (SP2)</i>	S 22°55'42"	W 68°16'36"	550 m	12 m	1
<i>Cueva Zorro Andina (SP16)</i>	S 22°58'16"	W 68°18'28"	325 m	13 m	1
<i>Cueva de l'Arco de la Paciencia (SP24)</i>	S 23°09'23"	W 68°26'44"	1934 m	168 m	2
<i>Cueva de l'Aire (SP34)</i>	S 23°07'51"	W 68°26'35"	2344 m	155 m	2
<i>Sistema carsico Dario Cressi (SP30,31,35,36)</i>	S 23°08'24"	W 68°24'35"	~5 km	142 m	2
<i>Sistema Cuevas Apollo (SP N/D)</i>	S 23°21'11"	W 68°30'11"	924 m	28 m	3
<i>Sistema Cuevas Primero Sal (SP N/D)</i>	S 23°21'22"	W 68°30'14"	437 m	6 m	3



*Appendice 4: Report e posizionamento della fotogrammetria terrestre realizzata nella Cueva Apollo II.*

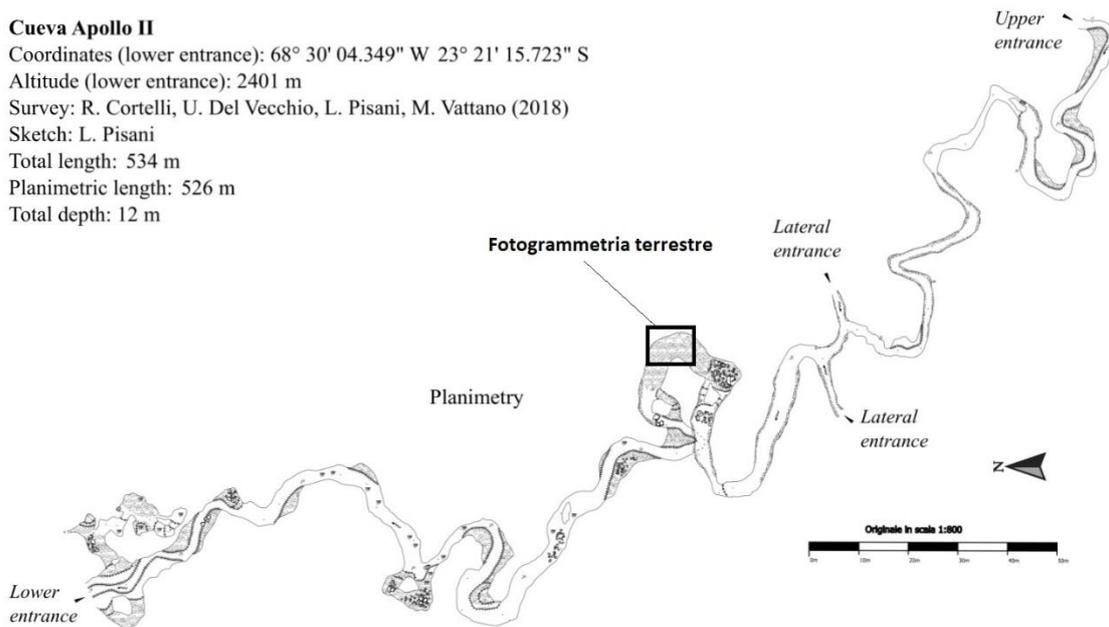


Number of images:	81	Camera stations:	81
Flying altitude:	4.13 m	Tie points:	70,653
Ground resolution:	1.08 mm/pix	Projections:	270,352
Coverage area:	39.4 m <sup>2</sup>	Reprojection error:	1.69 pix

Camera Model	Resolution	Focal Length	Pixel Size
PENTAX K-30 (18 mm)	4928 x 3264	18 mm	4.81 x 4.81 μm

**Cueva Apollo II**

Coordinates (lower entrance): 68° 30' 04.349" W 23° 21' 15.723" S  
 Altitude (lower entrance): 2401 m  
 Survey: R. Cortelli, U. Del Vecchio, L. Pisani, M. Vattano (2018)  
 Sketch: L. Pisani  
 Total length: 534 m  
 Planimetric length: 526 m  
 Total depth: 12 m



## BIBLIOGRAFIA

- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L., 1997. *The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes*. Annual review of earth and planetary sciences, 25(1): 139-174.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M., 2011. *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press: 289.
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., & Chong, G., 2008. *The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko*. Journal of Structural Geology, 30(12): 1520-1539.
- Arriagada, C., Cobbold, P. R., & Roperch, P., 2006. *Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous*. Tectonics, 25(1): 1-19.
- Astrium GEO, 2012. *Pleiades imagery user guide. Version 2.0*. Manuale d'uso, GEO-Information Services.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., & Hérail, G., 1997. *Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes*. Geology, 25(10): 883-886.
- Badino G. & Chiesi M., 2008. *Turisticamente sostenibili. Note e riflessioni sugli adattamenti e la gestione delle grotte turistiche*. Speleologia, 59: 44-47.
- Band, L. E., 1986. *Topographic partition of watersheds with digital elevation models*. Water Resources Research, 22(1): 15-24
- Barlow, C. A., & Ogden, A. E., 1982. *A statistical comparison of joint, straight cave segment, and photo-lineament orientations*. NSS Bull, 44(4): 107-110.
- Bartels, M., Wei, H., & Mason, D. C., 2006. *DTM generation from LiDAR data using skewness balancing*. In: Proc. 18th Int. Conf. Pattern Recog., Hong Kong, vol. 1: 566-569.
- Becerra, J., Henríquez, S., & Arriagada, C., 2014. *Geología del área Salar de Atacama, región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 166: 111.
- Belvederi, G., Garberi, M.L., 1986 *Preliminar observation on the relationships between tectonic structure and genetical development of the gypsum karst cavities (Farneto, Bologna - Italy)*. Le Grotte d'Italia 4(12): 33-37.
- Bentini, L., 2003 *I principali sistemi carsici della Vena del Gesso Romagnola e il loro condizionamento strutturale*. In: Atti XIX Congresso Nazionale di Speleologia, Bologna 27-31 agosto 2003: 51-68.
- Bertolani, M., Rossi, A., 1972. *Osservazioni sui processi di formazione e di sviluppo della Grotta del Farneto*. In: Atti del VII Convegno Speleologico dell'Emilia-Romagna e del Simposio di studi sulla Grotta del Farneto, Rassegna Speleologica Italiana 10, 127-136.
- Bosák, P., Bruthans, J., Filippi, M., Svoboda, T., & Šmíd, J., 1999. *Karst and caves in salt diapirs, SE Zagros Mts. (Iran)*. Acta Carsologica, 28(2): 41-75.
- Bressan, G., 2008. *Speleologia nella Cordillera de la Sal, Cile*. Speleologia veneta, 16, 91-108.

- Brüggen, J., 1934. *Las formaciones de Sal y Petróleo de la Puna de Atacama*. Boletín de Minas y Petróleo, 32: 105-122.
- Brüggen, J., 1942. *Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas*. In: Atti del “Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología”, Anales (2): 342-367.
- Bruthans, J., Šmíd, J., Filippi, M., & Zeman, O., 2000. *Thickness of caprock and other important factors affecting the morphogenesis of salt karst*. Acta carsologica, 29(2): 51-64.
- Bruthans, J., Asadi, N., Filippi, M., Vilhelm, Z., & Zare, M., 2008. *A study of erosion rates on salt diapir surfaces in the Zagros Mountains, SE Iran*. Environmental Geology, 53(5): 1079-1089.
- Bruthans, J., Filippi, M., Zare, M., Churáčková, Z., Asadi, N., Fuchs, M., & Adamovič, J., 2010. *Evolution of salt diapir and karst morphology during the last glacial cycle: effects of sea-level oscillation, diapir and regional uplift, and erosion (Persian Gulf, Iran)*. Geomorphology, 121(3-4): 291-304.
- Calaforra, J.M., Gàzquez, F., 2017. *Gypsum speleogenesis: a hydrogeological classification of gypsum caves*. International Journal of Speleology 46: 251-265.
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. W., 2013. *Spherical projections with OSXStereonet*. Computers & Geosciences, 51: 193-205.
- Cavalli, M., 2009. *Caratterizzazione idrologica e morfologica dei bacini montani mediante scansione laser da aeromobile*. Tesi di dottorato di ricerca, Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-forestali, Università degli studi di Padova: 186.
- Ceccherini, G., Ameztoy, I., Hernández, C. P. R., & Moreno, C. C., 2015. *High-resolution precipitation datasets in South America and West Africa based on satellite-derived rainfall, enhanced vegetation index and digital elevation model*. Remote Sensing, 7(5): 6454-6488.
- Cervený, R. S., 1998. *Present Climates of South America*. In: Hobbs, J. E., Lindesay, J. A., & Bridgman, H. A. (eds.) *Climates of the Continents: Present, Past and Future*. Wiley, New York: 107-134.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P., 2007. *Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. Chapter 3*. In: T. Moreno, e W. Gibbons, *The geology of Chile*. London, England, The Geological Society of London: 74-99.
- Chong Díaz, G., 1988. *The Cenozoic saline deposits of the Chilean Andes between 18 00' and 27 00' south latitude*. In: The Southern Central Andes. Springer, Berlin, Heidelberg: 137-151.
- Clarke, J. D., 2006. *Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert*. Geomorphology, 73(1-2): 101-114.
- Cucchi, F., 1989. *Analisi delle caratteristiche morfostrutturali delle cavità dell'area di Santa Ninfa*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia 2(3): 93-100.
- Deike, G. H., & White, W. B., 1969. *Sinuosity in limestone solution conduits*. American Journal of Science, 267(2): 230-241.
- Desmet, P. J. J., 1997. *Effects of interpolation errors on the analysis of DEMs*. Earth Surface Processes and Landforms, 22(6): 563-580.

- De Waele, J., & Forti, P., 2008. *Grotte in sale cileno*. *Speleologia*, 59: 48-54.
- De Waele, J., Picotti, V., Zini, L., Cucchi, F., Forti, P., Galli, E., & Rossi, A., 2009a. *Karst phenomena in the Cordillera de la Sal (Atacama, Chile)*. *Geoacta*, special publication 2: 113-127.
- De Waele, J., Picotti, V., Forti, P., Brook, G., Cucchi, F., & Zini, L., 2009b. *Age of caves in the Cordillera de la Sal (Atacama, Chile)*. In: *Proceedings 15th International Congress of Speleology*, vol. 2 (2): 825-830.
- De Waele, J., & Padovan, E., 2016. *The salt from within*. *NSS News*, 74(8): 4-9.
- De Waele, J., Carbone, C., Sanna, L., Vattano, M., Galli, E., Sauro, F., & Forti, P., 2017. *Secondary minerals from salt caves in the Atacama Desert (Chile): a hyperarid and hypersaline environment with potential analogies to the Martian subsurface*. *International Journal of Speleology*, 46(1): 1-7.
- De Waele, J., Fabbri, S., Santagata, T., Chiarini, V., Columbu, A., & Pisani, L., 2018. *Geomorphological and speleogenetical observations using terrestrial laser scanning and 3D photogrammetry in a gypsum cave (Emilia-Romagna, N. Italy)*. *Geomorphology*, 319: 47-61.
- De Waele, J., Picotti, V., Martina, M. L. V., Brook, G., Yang, L. & Forti, P., 2018. *Late Pleistocene to Holocene landscape evolution of the Cordillera de la Sal (Central Atacama, Chile) in different climate conditions*. In review.
- Dingman, R. J., 1962. *Tertiary salt domes near San Pedro de Atacama, Chile*. US Geological Survey Professional Paper, 450: 92-94.
- Dunai, T. J., López, G. A. G., & Juez-Larré, J., 2005. *Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms*. *Geology*, 33(4): 321-324.
- Finotelli, F., Giraldi, E., Pini, G.A., 1985. *Analisi genetica della grotta della Spipola (sistema carsico Spipola-Acquafredda, Bologna)*. *Sottoterra* 72: 4-14.
- Flint, S., 1985. *Alluvial fan and playa sedimentation in an Andean arid, closed basin: the Paciencia Group (mid-Tertiary), Antofagasta Province, Chile*. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 533-546.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E. J., & Hartley, A. J., 1993. *Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes*. *Geological Society of America Bulletin*, 105(5): 603-617.
- Forbes, J., Nances, R., 1997. *Stratigraphy, sedimentology, and structural geology of gypsum caves in east central New Mexico*. *Carbonates and Evaporites* 12(1): 64-72.
- Frankel, K. L., & Dolan, J. F., 2007. *Characterizing arid region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data*. *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*, 112(F2): 1-14.
- Frumkin, A., Magaritz, M., Carmi, I., & Zak, I., 1991. *The Holocene climatic record of the salt caves of Mount Sedom Israel*. *The Holocene*, 1(3): 191-200.
- Frumkin, A., 1994a. *Hydrology and denudation rates of halite karst*. *Journal of Hydrology*, 162(1-2): 171-189.

- Frumkin, A., 1994b. *Morphology and development of salt caves*. National Speleological Society Bulletin, 56: 82-95.
- Frumkin, A., 1996a. *Determining the exposure age of a karst landscape*. Quaternary Research, 46(2):99-106.
- Frumkin, A., 1996b. *Structure of northern Mount Sedom salt diapir (Israel) from cave evidence and surface morphology*. Israel Journal of Earth Sciences, 45: 73-80.
- Frumkin, A., 1996c. *Uplift rate relative to base-levels of a salt diapir (Dead Sea basin, Israel) as indicated by cave levels*. In: Alsop G. I., Blundell D. J. e Davison I. (eds.) Salt Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 100(1): 41-47.
- Frumkin, A., 1997. *Classification and some morphometric features of salt caves*. In: Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, Switzerland. Swiss Speleological Society: 139-142.
- Frumkin, A., 1998. *Salt cave cross-sections and their paleoenvironmental implications*. Geomorphology, 23(2-4): 183-191.
- Frumkin, A., 2009. *Formation and dating of a salt pillar in Mount Sedom diapir, Israel*. Geological Society of America Bulletin, 121(1-2): 286-293.
- Frumkin A., 2013. *Salt Karst*. In: John F. Shroder (ed.) Treatise on Geomorphology, Volume 6, San Diego Academic Press: 407-424.
- Fryer, S., 2005. *Halite caves of the Atacama*. National Speleological Society News, 63(11): 4-19.
- Ghiselli, A., Merazzi, M., Strini, A., Margutti, R. & Mercuriali, M., 2011. *Hypogeal geological survey in the "Grotta del Re Tiberio" natural cave (Apennines, Italy): a valid tool for reconstructing the structural setting*. European Journal of Geosciences 1(2): 155-168
- Glenn, N. F., Streutker, D. R., Chadwick, D. J., Thackray, G. D., & Dorsch, S. J., 2006. *Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity*. Geomorphology, 73(1-2): 131-148.
- Grandi, L. & Pisani, L., 2017. *I gessi del Farneto sotto una nuova luce*. Speleologia 77: 22-29.
- Haneberg, W. C., Creighton, A. L., Medley, E. W., & Jonas, D. A., 2005. *Use of LiDAR to assess slope hazards at the Lihir gold mine, Papua New Guinea*. In: Proceedings, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, British Columbia.
- Hartley, A. J., Flint, S., Turner, P., & Jolley, E. J., 1992. *Tectonic controls on the development of a semi-arid alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (upper cretaceous-eocene), northern Chile*. Journal of South American Earth Sciences, 5(3-4): 275-296.
- Harvey, A. S., Fotopoulos, G., Hall, B., & Amolins, K., 2017. *Augmenting comprehension of geological relationships by integrating 3D laser scanned hand samples within a GIS environment*. Computers & Geosciences, 103: 152-163.
- Henríquez, S. M., Becerra, J., & Arriagada, C., 2014. *Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 171: 111.

- High, C., & Hanna, F. K., 1970. *Method for the direct measurement of erosion on rock surfaces*. British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin, 5: 1-25.
- Hill, C., 2000. *Overview of the geologic history of cave development in the Guadalupe Mountains, New Mexico*. Journal of Cave and Karst Studies, 62(2): 60-71.
- Hill, C.A., Polyak, V.J., 2010. *Karst hydrology of Grand Canyon, Arizona, USA*. Journal of Hydrology 390(3): 169-181.
- Hirschmuller, H., 2005. *Accurate and efficient stereo processing by semi-global matching and mutual information*. In: IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, Vol. 2, San Diego, CA: 807-814.
- Hirschmuller, H., 2007. *Stereo processing by semiglobal matching and mutual information*. In: IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence, 30(2): 328-341.
- Houston, J., & Hartley, A. J., 2003. *The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert*. International Journal of Climatology, 23(12): 1453-1464.
- Houston, J., 2006. *Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact*. International Journal of Climatology, 26(15): 2181-2198.
- Hudec, M. R., & Jackson, M. P., 2007. *Terra infirma: Understanding salt tectonics*. Earth-Science Reviews, 82 (1-2): 1-28.
- Hutchinson, M. F., & Gallant, J. C., 2000. *Digital Elevation Models and Representation of Terrain Shape*. In: Wilson, J. P. & Gallant, J. C. (eds.). Terrain Analysis: Principles and Applications, New York, John Wiley and Sons: 29-50.
- Isacks, B. L., 1988. *Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B4): 3211-3231.
- Jackson, M. P. A., & Talbot, C. J., 1994. *Advances in salt tectonics*. In: P.L. Hancock ed. Continental deformation. Tarrytown, New York Pergamon Press: 159-179.
- Jenson, S. K. & Domingue, J. O., 1988. *Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 54 (11): 1593–1600.
- Jensen, J. R., 2004. *Introductory Digital Image Processing: a remote sensing perspective*. 3<sup>a</sup> edizione, Prentice Hall: 544.
- Jordán, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J., 1983a. *Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate*. Geological Society of America Bulletin, 94(3): 341-361.
- Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. A., & Allmendinger, R. W., 1983b. *Mountain building in the Central Andes*. Episodes, 3(3): 20-26.
- Jordan, T. E., Mpodozis, C., Munoz, N., Blanco, N., Pananont, P., & Gardeweg, M., 2007. *Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile*. Journal of South American Earth Sciences, 23(2-3): 122-146.
- Karan, E. P., Sivakumar, R., Irizarry, J., & Guhathakurta, S., 2014. *Digital modeling of construction site terrain using remotely sensed data and geographic information systems analyses*. Journal of Construction Engineering and Management, 140(3): 04013067.

- Keller, G., Adatte, T., Hollis, C., Ordóñez, M., Zambrano, I., Jiménez, N., Stinnesbeck, W., Aleman, A., & Hale-Erlich, W., 1997. *High-latitude response to the K/T boundary event in Ecuador*. *Marine Micropaleontology*, 31: 97-133.
- Klimchouk, A., Andreychouk, V.N., Turchinov, I.I., 2009. *The structural prerequisites of speleogenesis in gypsum in the Western Ukraine*. Sosnowiec-Simferopol, 2a edizione, University of Silesia - Ukrainian Institute of Speleology and Karstology: 96.
- Klimchouk, A.B., 2013. *Evolution of Intrastratal Karst and Caves in Gypsum*. In: Shroder, J., Frumkin, A. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*, Academic Press, San Diego, CA, v. 6: 438–450.
- Kneissl, T., Van Gasselt, S., & Neukum, G., 2010. *Measurement of strike and dip of geologic layers from remote sensing data---New software tool for ArcGIS*. In: *Lunar and Planetary Science Conference*, vol. 41.
- Knighton, D., 1998. *Fluvial forms and processes*. Oxford University Press, New York: 383.
- Kozary, M. T., Dunlap, J. C., & Humphrey, W. E., 1968. *Incidence of saline deposits in geologic time*. *Geological Society of America Special Papers*, 88: 43-57.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G., & Miller, J. P., 2012. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman ed., San Francisco: 522.
- Letouzey, J., Werner, P., & Marty, A., 1990. *Fault reactivation and structural inversion. Backarc and intraplate compressive deformations. Example of the eastern Sunda shelf (Indonesia)*. *Tectonophysics*, 183(1-4): 341-362.
- Letouzey, J. L. B. C. J., Colletta, B., Vially, R. A., & Chermette, J. C., 1995. *Evolution of salt-related structures in compressional settings*. In: M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, & S. Snelson (eds.) *Salt tectonics: a global perspective*, AAPG Memoir, 65: 41-60.
- Lewis, S., & Holness, M., 1996. *Equilibrium halite-H<sub>2</sub>O dihedral angles: High rock-salt permeability in the shallow crust?* *Geology*, 24(5): 431-434.
- Li, S. Y., & Urai, J. L., 2016. *Rheology of rock salt for salt tectonics modeling*. *Petroleum Science*, 13(4): 712-724.
- Macellari, C., Su, M., & Townsend, F., 1991. *Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin*. In: *Northern Chile*, paper presented at VI Congreso Geológico Chileno, Univ. de Chile, Vina del Mar, Chile.
- Marinovic, N., & Lahsen, A., 1984. *Hoja Calama, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, 58: 140.
- Martínez-Martínez, J., Corbí, H., Martín-Rojas, I., Baeza-Carratalá, J. F., & Giannetti, A., 2017. *Stratigraphy, petrophysical characterization and 3D geological modelling of the historical quarry of Nueva Tabarca island (western Mediterranean): Implications on heritage conservation*. *Engineering Geology*, 231: 88-99.
- McKean, J., & Roering, J., 2004. *Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry*. *Geomorphology*, 57(3-4): 331-351.
- Moraga, A., Chong, G. & Fortt, M.A., 1974. *Estudio geológico del Salar de Atacama, provincia de Antofagasta*. *Inst. Invest. Geol. (Chile)*, 29: 59.

- Moro G., 2013. *Conoscere le regole. Il difficile equilibrio tra la salvaguardia del carsismo e la tutela della Speleologia*. Speleologia, 68: 81-82
- Mottershead, D. N., Wright, J. S., Inkpen, R. J., & Duane, W., 2007. *Bedrock slope evolution in saltrock terrain*. Zeitschrift für Geomorphologie, 51(1): 81-102.
- Muñoz, N., Charrier, R., & Jordan, T., 2002. *Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile*. Revista geológica de Chile, 29(1): 55-80.
- Nelson, J. W., 1988. *Structural and geomorphic controls of the Karst hydrogeology of Franklin County, Alabama*. Tesi di dottorato, Mississippi State University: 165.
- Niemeyer, H., 1989. *El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico*. Andean Geology, 16(2): 163-181.
- Padovan, E., 2003. *Il sistema carsico della Cordillera de la Sal nel deserto di Atacama*. Progressione, 48: 37-49.
- Padovan, E., 2010. *Nuove grotte ad Atacama, Cile*. Progressione, 57: 78-90.
- Padovan, E., 2015. *L'Esplorazione delle grotte nella Cordillera de la Sal Salar de Atacama – Chile*. In: XXII Congresso Nazionale di Speleologia “Condividere i Dati”, Pertosa-Auletta, Salerno: 14.
- Pananont, P., Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T. E., & Brown, L. D., 2004. *Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile*. Tectonics, 23(6): 1-19.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P., 1987. *Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time*. Tectonics, 6(3): 233-248.
- PCI Geomatics Enterprises Inc., 2017. *Geomatica Training Guide*. Manuale d'uso, PCI Geomatics Inc.
- Peucker, T. K., & Douglas, D. H., 1975. *Detection of surface-specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data*. Comput. Graphics Image Process., 4: 375-387.
- Pisani, L., 2016. *Il controllo delle strutture tettoniche sul carsismo dei Gessi Bolognesi: i casi di studio delle Doline della Spipola e dell'Inferno*. Tesi di laurea triennale, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Università di Bologna: 35.
- Pisani, L., Antonellini, M. & De Waele, J., 2018. *Struttura e carsismo dei Gessi Bolognesi*. In: Geopaleontologia dei Gessi Bolognesi. Nuovi dati sui depositi carsici del Pleistocene Superiore. Memorie dell'Istituto italiano di Speleologia, serie 2, vol. 32: 15-34.
- Pisani L., Antonellini, M. & De Waele, J., 2018. *Structural control on epigenic gypsum caves: evidences from Messinian evaporites (Northern Apennines, Italy)*. In review su Geomorphology.
- Ponta, G., 1986. *The evaporite karst of Romania*. Le Grotte d'Italia, 12: 407-415.
- Ramirez, C. F., 1979. *Geologia del Cuadrangulo Rio Grande y sector suroriental del cuadrangulo Barros Arana, Provincia el Loa, II Region*. Dissertazione di dottorato, Universidad de Chile, Departamento de Geologia: 139.

- Ramirez, C., & Gardeweg, M., 1982. *Hoja Toconao, Región de Antofagasta: Servicio Nacional de Geología y Minería*. Carta Geológica de Chile, 54: 122.
- Ramos, V. A., 2009. *Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle*. In: Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision, Geological Society of America Memoir, vol. 204: 31-65.
- Rasemann, S., Schmidt, J., Schrott, L., & Dikau, R., 2004. *Geomorphometry in mountain terrain*. In: Bishop, M., & Shroder, J. F., Geographic Information Science in Mountain Geomorphology. Springer, Heidelberg: 101-145.
- Raymond, D. J., Bretherton, C. S., & Molinari, J., 2006. *Dynamics of the intertropical convergence zone of the east Pacific*. Journal of the Atmospheric Sciences, 63(2): 582-597.
- Reitman, N.G., Ge, S., Mueller, K., 2014. *Groundwater flow and its effect on salt dissolution in Gypsum Canyon watershed, Paradox Basin, southeast Utah, USA*. Hydrogeology Journal 22(6): 1403-1419.
- Reutter, K. J., Charrier, R., Götze, H. J., Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., Giese, P., Reuther, C. D., Schmidt, S., Rietbrock, A., Chong, G., & Belmonte-Pool, A., 2006. *The Salar de Atacama Basin: a subsiding block within the western edge of the Altiplano-Puna Plateau*. In: Oncken, O. (eds.), The Andes Active Subduction Orogeny, Springer, Berlin, Heidelberg: 303-325.
- Rubilar, J. F., 2015. *Arquitectura interna y desarrollo oligoceno-neogeno de la cuenca del Salar de Atacama, Andes centrales del norte de Chile*. Tesi di laurea magistrale, Departamento de Geología, Universidad de Chile: 75.
- Rubilar, J., Martínez, F., Arriagada, C., Becerra, J., & Bascuñán, S., 2017. *Structure of the Cordillera de la Sal: a key tectonic element for the Oligocene-Neogene evolution of the Salar de Atacama basin, Central Andes, northern Chile*. Journal of South American Earth Sciences, 87: 200-210.
- Rutllant, J., & Fuenzalida, H., 1991. *Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation*. International Journal of Climatology, 11(1): 63-76.
- Scheuber, E., & Andriessen, P. A., 1990. *The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile*. Journal of Structural Geology, 12(2): 243-257.
- Sesiano, J., 1998. *Phénomènes karstiques en zone aride. Le désert d'Atacama, au Nord du Chili*. Hypogées "Les Boueux", 64: 48-52.
- Sesiano, J., 2006. *Evolution actuelle des phénomènes karstiques dans la Cordillera de la Sal (Atacama, Nord Chili)*. Karstologia, 47: 49-54.
- Sesiano, J., 2007. *Etude de deux grottes dans le sel au nord du Chili*. Actes 12° Congrès national suisse de Spéléologie, Vallée de Joux (Switzerland), 15-17 September 2007: 121-128.
- Sesiano, J., 2009. *Nouvelles observations sur un massif de sel gemme dans la Cordillera de la Sal, désert d'Atacama, nord du Chili*. Archives des Sciences, 62: 71-86.
- Simon, B., 1981. *Dissolution rates of NaCl and KCl in aqueous solution*. Journal of Crystal Growth, 52: 789-794.

- Somoza, R., 1998. *Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region*. Journal of South American Earth Sciences, 11(3): 211-215.
- Spiers, C. J., & Carter, N. L., 1998. *Microphysics of rocksalt flow in nature*. In Aubertin, M., Hardy H. R. (eds.) *The mechanical behavior of salt proceeding of the 4th conference*. Trans Tech. Publication, Series on rock and soil mechanics, 22: 115-128.
- Stafford, K.W., Nance, R., Rosales-Lagarde, L. & Boston, P.J., 2008. *Epigene and hypogene gypsum karst manifestations of the Castile Formation: Eddy County, New Mexico and Culberson County, Texas, USA*. International Journal of Speleology 37(2): 83-89.
- Sticotti, M., 2015. *Il sale della terra: le nuove esplorazioni nel Salar de Atacama*. Speleologia, 72: 36-41.
- Strahler, A. N., 1952. *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology*. Geological Society of America Bulletin, 63 (11): 1117–1142.
- Strahler, A. N., 1957. *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. Transactions of the American Geophysical Union, 38 (6): 913–920.
- Streeter V.L., Wylie E.F. & Bedford K.W., 1998. *Fluid Mechanics*. 9a edizione, McGraw Hill: 740.
- Talbot, C. J., & Pohjola, V., 2009. *Subaerial salt extrusions in Iran as analogues of ice sheets, streams and glaciers*. Earth-Science Reviews, 97(1-4): 155-183.
- Tarboton, D. G., & Ames D. P., 2001. *Advances in the mapping of flow networks from digital elevation data*. In: World Water and Environmental Resources Congress, Orlando, Florida.
- Tarboton, D. G., Sazib, N., & Dash, P., 2015. *Quick start to using the TAUDDEM ARCGIS toolbox*. Disponibile online su: <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5/TauDEM53GettingStartedGuide.pdf>
- Tavani, S., Granado, P., Corradetti, A., Girundo, M., Iannace, A., Arbués, P., Muñoz, J. A., & Mazzoli, S., 2014. *Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran)*. Computers & Geosciences, 63: 44-53.
- Tavani, S., Corradetti, A., & Billi, A., 2016. *High precision analysis of an embryonic extensional fault-related fold using 3D orthorectified virtual outcrops: The viewpoint importance in structural geology*. Journal of Structural Geology, 86: 200-210.
- Thiele, S. T., Micklethwaite, S., Bourke, P., Verrall, M., & Kovesi, P., 2015. *Insights into the mechanics of en-échelon sigmoidal vein formation using ultra-high resolution photogrammetry and computed tomography*. Journal of Structural Geology, 77: 27-44.
- Thiele, S. T., Grose, L., Samsu, A., Micklethwaite, S., Vollgger, S. A., & Cruden, A. R., 2017. *Rapid, semi-automatic fracture and contact mapping for point clouds, images and geophysical data*. Solid Earth, 8(6): 1241-1253.
- Thorne, C., Hey, R., & Newson, M., 1998. *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*. John Wiley and Sons ed., Chichester, UK: 388.
- Travisany, A. V., 1978. *Mineralización cuprífera en areniscas de la Formación San Pedro en el distrito San Bartolo*. Dissertazione di dottorato, Departamento de Geología, Universidad De Chile: 70.

- Travisany, V., 1979. *Consideraciones genéticas sobre el yacimiento estratiforme San Bartolo*. In: Atti del II Congreso Geológico Chileno, Arica, vol. 2: 149-159.
- Trudgill, S. T., 1981. *Improvements to the micro-erosion meter (MEM)*. British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin, 29: 3-17.
- Van Keken, P. E., Spiers, C. J., Van den Berg, A. P., & Muijzert, E. J., 1993. *The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism*. Tectonophysics, 225(4): 457-476.
- Viana, C. D., Endlein, A., da Cruz Campanha, G. A., & Grohmann, C. H., 2016. *Algorithms for extraction of structural attitudes from 3D outcrop models*. Computers & Geosciences, 90: 112-122.
- Vikas, M., & Dwarakish, G. S., 2015. *El Niño: A review*. International Journal of Earth Sciences and Engineering, 8(2): 130-137.
- Walck, C., 2005. *Observations on halite cave geomorphology*. National Speleological Society News, 63(11): 20-21.
- Warren, J. K., 1997. *Evaporites, brines and base metals: fluids, flow and 'the evaporite that was'*. Australian Journal of Earth Sciences, 44(2): 149-183.
- Warren, J. K., 2006. *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer Science ed., Berlin, Verlag Press: 1041.
- Wilkes E., 1990. *Die Geologie der Cordillera de la Sal, Nordchile*. BeriGeowiss, 128(A): 145.
- Wilkes, E., & Görler, K., 1988. *Sedimentary and structural evolution of the Cordillera de la Sal, II Región, Chile*. In: Atti del V Congreso Geológico Chileno, Santiago del Chile.
- Wilkes, E., & Görler, K., 1990. *Evolution of the Cordillera del la Sal, Northern Chile*. In: Actas of Congress: Structure and evolution of the Central Andes in northern Chile, southern Bolivia and northwestern Argentina: 102-103.
- Williams, G. P., 1986. *River meanders and channel size*. Journal of Hydrology, 88(1-2): 147-164.
- Wise, S. M., 1998. *The effect of GIS interpolation errors on the use of digital elevation models in geomorphology*. In: Lane, S. N., Richards, K. S., & Chandler, J. H. (eds.). Landform monitoring, modelling and analysis, John Wiley and Sons: 300.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., & Kind, R., 2002. *Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications*. Earth and Planetary Science Letters, 199(3-4): 389-402.
- Zarei, M., & Raeisi, E., 2010. *Karst development and hydrogeology of Konarsiah salt diapir, south of Iran*. Carbonates and Evaporites, 25(3): 217-229.
- Zuffi, N., 2007. *Esplorazione del Sistema carsico presso il Deserto di Atacama – Cile: atto IV*. Progressione, 54: 68-81.

## RINGRAZIAMENTI

Concludere gli studi universitari è un piccolo passo in più verso il mondo degli adulti, verso l'infinita e precaria incertezza del futuro. Ma posso dire che questi anni di università hanno posto alcune basi che hanno reso un po' meno amara questa indeterminatezza esistenziale.

Prima tra tutti vorrei ringraziare la mia famiglia, i miei genitori, i miei fratelli, i parenti, Micius e le "new entries" degli ultimi anni. Per il supporto datomi e per aver reso possibile questo percorso di studi e di vita.

In seconda battuta la mia compagna e fedele consigliera, Francesca, che mi ha sopportato per tutti questi anni ed ha rappresentato un'ancora salda contro il mare in burrasca.

Poi tutto il GSB-USB, una seconda famiglia allargata, un insieme eterogeneo di individui dalle storie più variegata, con cui ho avuto modo di imparare la Speleologia, con la S maiuscola. Non solo grotte in un gruppo come questo, ma anche solidarietà, condivisione e pratiche di libertà quotidiana.

In particolare, voglio ringraziare Luca (Lupo), per avermi introdotto in questa nuova famiglia. Gli Squali dei Gessi e tutti i compagni di esplorazione con cui ho condiviso momenti nel buio, per aver reso indimenticabili alcuni degli attimi più emozionanti della mia vita. I compagni della spedizione Cilena, per i momenti condivisi attorno al fuoco tra le stelle di Atacama. Umberto e Tommaso, per il prezioso aiuto con la fotogrammetria. Claudio, Marco ed il Comodoro per l'aiuto sul terreno, a rilevare e a fotografare. I compagni di viaggio nel mondo della musica, presenti e passati, con i quali si è girata l'Italia e l'Europa sopra e sotto i palchi. I compagni di lotta, conosciuti e sconosciuti, in questi tempi bui che preannunciano tempesta. Francesco Immordino, il 6° piano e la mensa dell'ENEA di Bologna, per avermi dato la possibilità di continuare gli studi per la tesi nella loro sede e nel laboratorio di telerilevamento. I "fratelli" di Agra, caposaldo essenziale dei pranzi made in Unibo. Dida e la pizza di BBKing, momento imprescindibile a conclusione delle sgrottate nei Gessi Bolognesi. Gli amici di Ozzano, ancora qui ad allietare le monotone giornate del nostro piccolo paesino con viaggi fantastici e giocate di ruolo. Poi i nuovi amici brasiliani, conosciuti grazie al mio relatore e "maestro" Jo De Waele, grazie al quale è stata possibile questa tesi e a cui va un ringraziamento profondo. E un grazie speciale anche a Marco Antonellini, per avermi contagiato con la passione e la curiosità che infonde nel lavoro sul campo.

Infine, un ringraziamento ad una persona cara, scomparsa quest'anno. Si chiama Maurizio Lazzarini ed era il Preside della mia scuola, il Liceo E. Fermi. Nonostante i forti scontri, le battaglie ideologiche inevitabili tra un libertario e, come amava definirsi, "un servitore dello Stato", voglio ringraziarlo per averci dato la possibilità di crescere in un'ambiente spensierato e critico, negli anni più difficili dell'adolescenza. Ovunque tu sia, è probabile che ci ritroveremo sempre dal lato opposto della barricata, ma so per certo che ci scambieremo un sorriso in segno di rispetto e profonda stima reciproca. Grazie.

*"Vale per tutti quelli che vivono in tempi come questi;  
ma non spetta a loro decidere.  
Possiamo soltanto decidere cosa fare  
con il tempo che ci viene concesso."*