

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE,
GEOLOGICHE E AMBIENTALI

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Relazione di Laurea

Rilevamento geologico nell'immediato intorno della
Faglia di Passo Rolle (San Martino di Castrozza) ed
approfondimento tematico sulla permeabilità della
Formazione delle Arenarie della Val Gardena

Candidato:

Tommaso Sanguettoli

Relatore:

Prof. Giulio Viola

Sessione Ottobre 2023

Anno 2022-2023

Indice

Riassunto.....	2
Introduzione.....	3
Inquadramento geografico.....	3
Inquadramento geologico.....	4
Risultati del rilevamento.....	11
Approfondimento tematico: studio della permeabilità della Formazione delle Arenarie della Val Gardena....	20
Discussione dei risultati del rilevamento.....	31
Conclusioni.....	33
Bibliografia.....	35

Riassunto

L'elaborato presenta i dati raccolti durante il Campo Geologico svoltosi nell'area di Passo Rolle. L'attività di rilevamento è confluita nella compilazione di una carta geologica in scala 1:10'000 e nell'elaborazione di tre sezioni geologiche. Inoltre, le informazioni così ottenute sono state affiancate ad uno studio della permeabilità della Formazione delle Arenarie della Val Gardena relazionata alla presenza di strutture da deformazione fragile sia attraverso misure in situ, effettuate tramite l'utilizzo di un mini-permeametro ad aria, sia grazie ad analisi d'immagine mediante il software ImageJ su sezioni sottili di campioni raccolti sul campo. La sequenza stratigrafica presente nella zona copre un intervallo che va dal Permiano superiore fino al Triassico medio e testimonia la graduale evoluzione paleoambientale dovuta al rifting di Pangea. A partire da depositi vulcanici permiani, attribuiti al Gruppo Vulcanico Atesino (GVA), la trasgressione marina che ne consegue provoca il passaggio da ambienti di età tardo permiana sia continentali, con la Formazione delle Arenarie della Val Gardena (AVG), che transizionali-marini ricchi in evaporiti, con la Formazione a Bellerophon (BEL), fino ad ambienti di mare poco profondo medio triassici con i membri della Formazione di Werfen (WER). Dall'analisi dei dati raccolti emerge un'immersione degli strati monoclinale, diretta verso i quadranti settentrionali. Tuttavia, tale andamento è localmente disturbato dalla presenza di una serie di strutture a cinematica estensionale orientate generalmente NNW-SSE; queste sono state interpretate in letteratura come facenti parte di un'unica faglia che si estende per diversi chilometri, dal nome di Faglia o Linea di Passo Rolle. La sua nucleazione è presumibilmente avvenuta nel Permiano durante lo smembramento del supercontinente Pangea, in quanto essa forma l'attuale limite orientale delle ignimbriti del GVA. Valutazioni stratigrafico-strutturali mostrano come essa abbia successivamente subito riattivazione tettonica durante il Mesozoico, in quanto tale fascio di faglie taglia anche la sequenza sedimentaria triassica, e plausibilmente anche durante la fase post-collisionale nealpina di età tardo paleogenica-neogenica. Strutture deformative coerenti con una compressione esercitata perpendicolarmente alla direzione della Faglia di Passo Rolle sono state rilevate in tutta l'area di studio. Treni di pieghe con assi orientati circa ENE-WSW sono associati alle coperture triassiche dei membri del Werfen; allo stesso modo, faglie inverse con direzione da NE-SW a ENE-WSW tagliano indistintamente sia le formazioni permiane che quelle triassiche. È chiaro, quindi, come l'area di Passo Rolle si riveli essere estremamente utile ai fini di interpretare e di ricostruire la complessa evoluzione dell'orogenesi alpina nell'area dolomitica occidentale.

Introduzione

Gli obiettivi perseguiti durante la stesura di questo elaborato consistono nel cartografare e mappare l'area di Passo Rolle (TN), caratterizzando sia la stratigrafia affiorante che le strutture deformative che la interessano. Particolare attenzione è stata dedicata alla Faglia o Linea di Passo Rolle, elemento strutturale ad estensione regionale che caratterizza l'intero areale di studio. I limiti del rilevamento sono stati infatti tracciati in maniera longitudinale alla faglia, seguendo la sua direzione generale, al fine di coordinare al meglio lo studio e le osservazioni con gli altri gruppi di lavoro, i cui limiti non coprono l'intera estensione della struttura. I litotipi qui presenti appartengono ad un intervallo temporale che, a partire dal Permiano (Gruppo Vulcanico Atesino), arriva fino al Triassico medio (Formazione di Werfen). Oltre alla Linea di Passo Rolle, altre strutture deformative disturbano il regolare andamento degli strati, quali sovrascorrimenti, pieghe, e faglie trascorrenti. Ciò testimonia il fatto che l'area di Passo Rolle ricopre un ruolo chiave nello studio e nella comprensione dell'orogenesi polifasica alpina. Infine, vengono illustrati i procedimenti seguiti per caratterizzare la permeabilità della Formazione delle Arenarie della Val Gardena, effettuata sia attraverso la raccolta di dati sul campo sia petrograficamente grazie ad analisi d'immagine.

Inquadramento geografico

L'areale di studio è localizzato a Passo Rolle, valico situato nel comune di Primiero San Martino di Castrozza (TN), presso il confine tra Trentino-Alto Adige e Veneto, che mette in collegamento le valli di Fiemme (a WNW) e di Primiero (a SSE). A nord si trovano le prime province del comune di Predazzo (Bellamonte e Panaveggio), mentre a sud è presente il centro abitato di San Martino di Castrozza. Ad est e ad ovest sono situati rispettivamente il gruppo dolomitico delle Pale di San Martino, tra cui sventano il Cimon della Pala e la Cima Vezzana come vette più alte, e la Catena del Lagorai. In particolare, l'areale rilevato copre una superficie di circa 3,13 km², localizzata longitudinalmente rispetto alla valle del torrente Cismon, delimitata a N dall'impluvio del Rio Castellazzo, ad W dal Monte Tognazza e dalle malghe Iuribello ed Agnezza, a S dai tornanti della Strada Statale 50 (poco più a N del cimitero di guerra) e ad E dal Monte Castellazzo, da Punta Rolle e dal Cimon della Pala (Figura 1A).

La morfologia dell'area è definita prevalentemente, nella parte meridionale, dalla valle dove scorre il torrente Cismon, incastonata tra il Tognazza ad ovest ed il Castellazzo, Punta Rolle ed il Cimon della Pala, i quali non sono inclusi nei limiti del rilevamento, ad est. Anche a fondo valle sono comunque presenti piccoli rilievi e morfologie positive, che disarticolano il corso del fiume. La porzione settentrionale è caratterizzata da un alto morfologico nella parte centrale e da tre impluvi che costituiscono, invece, la cornice dell'area; ad est, la quota tende ad aumentare con l'avvicinarsi al Monte Castellazzo. La porzione centrale, invece, è occupata dall'area urbana di Passo Rolle, dove la morfologia risulta essere per lo più pianeggiante (Figura 1B).

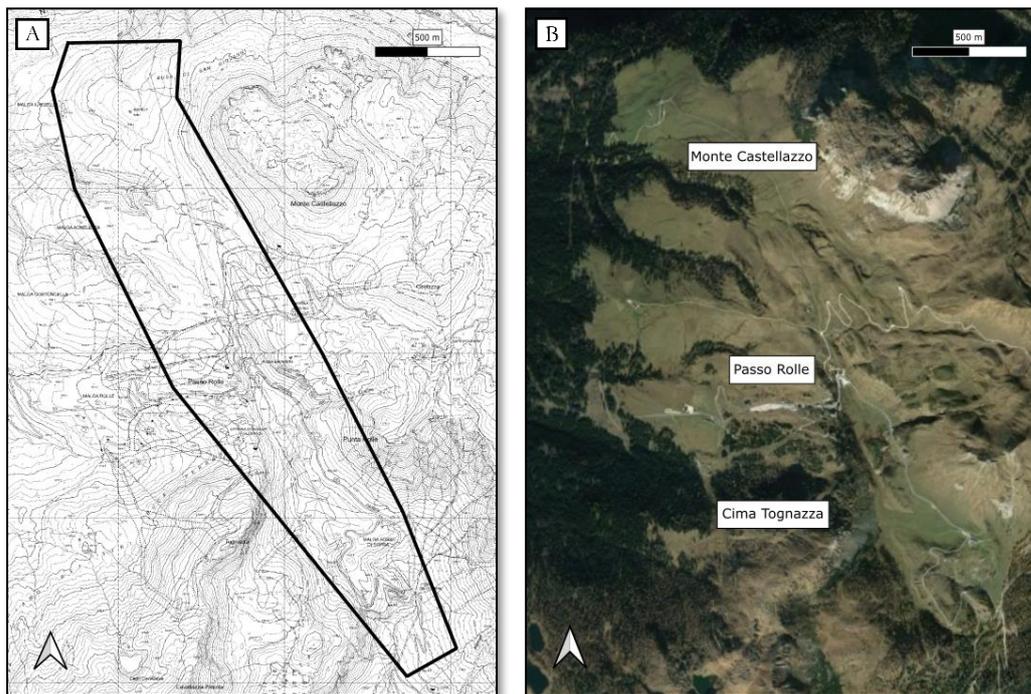


Figura 1: (A) Limite dell'area di rilevamento. (B) Foto da satellite della zona.

Inquadramento geologico

Le Alpi sono una catena collisionale di età terziaria, caratterizzata da uno strike generale E-W. La collisione continentale che le ha generate (e che è tutt'ora in corso), frutto di compressione orientata circa N-S, ha visto l'interazione tra Adria, un promontorio della placca africana, a S e la placca eurasiatica a N. L'area interessata si estende dalla Spagna fino alla catena dell'Himalaya (Figura 2) e risulta essere prevalentemente caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti articolati, associati a scollamenti e strutture secondarie come back-thrusts.

L'orogenesi comincia tra il Cretaceo ed il Paleogene, a partire dalla subduzione di una porzione orientale di Tetide Alpina, per poi raggiungere il culmine nell'Eocene con la collisione tra la placca africana e quella europea, momento in cui la crosta inferiore adriatica comincia a scendere in subduzione verso N (Castellarin et al., 1992; Castellarin & Cantelli, 2000; Doglioni & Carminati, 2008; Vignaroli et al., 2020; Curzi et al., 2023).

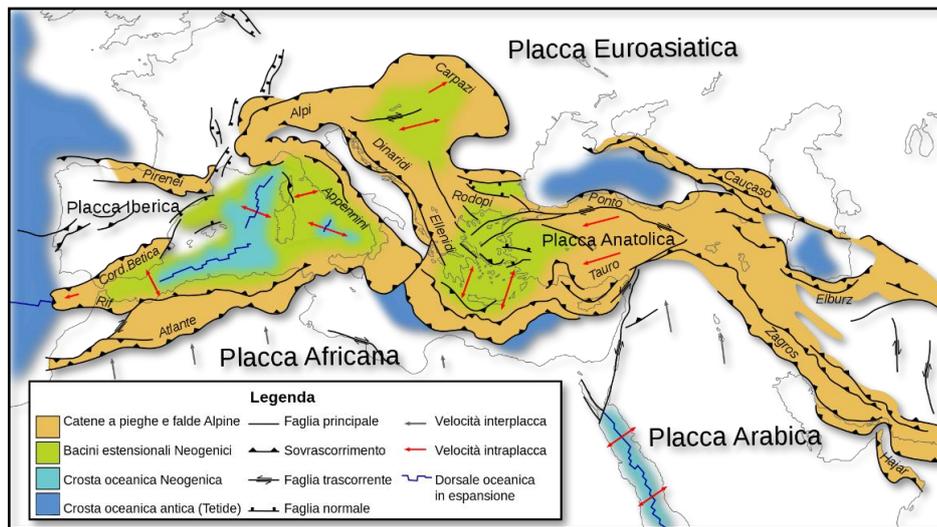


Figura 2: Rappresentazione schematica del contesto regionale eurasiatico durante la collisione Africa-Europa (da slide di introduzione al Campo Geologico).

Il Sudalpino orientale è una porzione retro-vergente a vergenza S di catena a pieghe e sovrascorrimenti appartenente all'orogene alpino europeo (Doglioni & Bosellini, 1987; Castellarin et al., 1992; Bosellini et al., 2003; Doglioni & Carminati, 2008; Vignaroli et al., 2020; Zuccari et al., 2022; Curzi et al., 2023). Viene solitamente definito utilizzando come suo limite settentrionale il Lineamento Periadriatico, contatto tettonico ad andamento generale E-W che divide l'intera catena, con a N la frazione nord-vergente, costituita da domini retroflessi di pertinenza prevalentemente europea (fa eccezione il dominio Austroalpino), e a S quella sud-vergente, di pertinenza africana, denominata appunto Sudalpino (Doglioni & Bosellini, 1987; Castellarin & Cantelli, 2000; Vignaroli et al., 2020; Curzi et al., 2023).

Il limite meridionale è costituito dalla porzione più settentrionale della Pianura Veneta, solitamente individuata nella flessura pedemontana veneta e nel thrust del Montello (Castellarin & Cantelli, 2000; Curzi et al., 2023). Il limite occidentale è attribuito al sistema delle Giudicarie, un complesso strutturale-morfologico in corrispondenza del quale il lineamento periadriatico perde il proprio andamento generale E-W in favore di uno strike tipicamente SE-NW e dove domina una

componente tettonica di tipo strike-slip, con rampe oblique e laterali (Castellarin et al., 1992; Castellarin & Cantelli, 2000; Viola et al., 2001). Ad est, infine, il limite corrisponde alle Dinaridi (Castellarin et al., 1992; Doglioni & Carminati, 2008; Schmid et al., 2008).

Al dominio Sudalpino orientale appartengono sia le Pre-Alpi venete, dove non affiora il basamento cristallino, che le Dolomiti; quest'ultime si estendono dal back-thrust di Funes, a N, fino al thrust della Valsugana, a S (Figura 3), dove il basamento ercinico sovrascorre le coperture sedimentarie appartenenti alle Pre-Alpi venete (Doglioni & Neri, 1988; Castellarin & Cantelli, 2000; Vignaroli et al., 2020; Curzi et al., 2023). Le Dolomiti costituiscono un segmento del margine passivo della placca Adriatica e consistono in un sinclinorio, una grande sinclinale al nucleo di un pop-up di età neogenica, interessata a sua volta da pieghe di ordine inferiore e costituita da crosta relativamente coerente, comprendente sia il basamento che le coperture mesozoiche formatesi dal Permiano in poi (Bosellini et al., 2003; Doglioni and Carminati, 2008; Curzi et al., 2023).

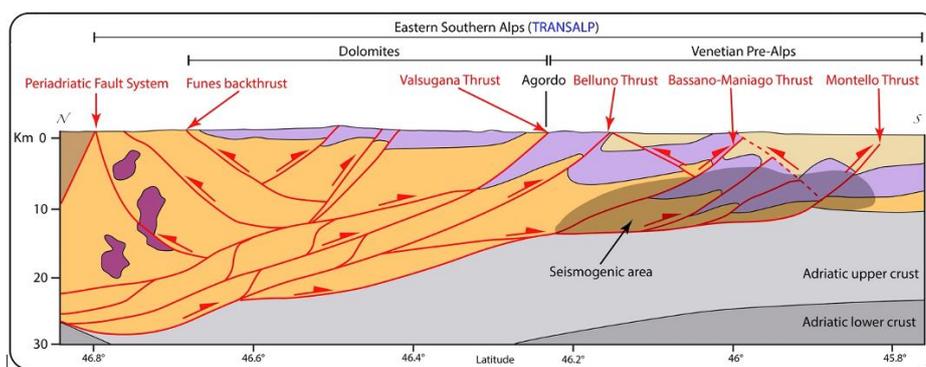


Figura 3: Struttura crostale in sezione N-S del Dominio Sudalpino, interpretazione profilo sismico Transalp (da Curzi et al., 2023).

Nel Permiano cominciò la propagazione da E verso W, fino all'attuale Europa, della Neo-Tetide, un nuovo braccio oceanico che causò lo smembramento del super-continente Pangea. A causa dell'attività magmatica nata dalla tettonica estensionale, nel basamento ercinico, formato da filladi di età devoniana-ordoviciana, si intrusero vulcaniti, corpi lavici ed ignimbriti, che prendono il nome di Gruppo Vulcanico Atesino. Verso la fine del Permiano iniziò l'ingressione marina e cominciò a depositarsi una successione sedimentaria al di sopra delle vulcaniti oppure direttamente sul basamento. Il progressivo smantellamento di entrambi generò clasti di origine continentale che formarono le Arenarie della Val Gardena, la più antica tra le formazioni sedimentarie. Sopra di questa si depositò la formazione a Bellerophon, evaporiti e sedimenti transizionali-marini a bassissima competenza meccanica, nate da cicli di trasgressione e regressione e depositatesi in condizioni intertidali.

Seguì la Formazione di Werfen, costituita da depositi sia carbonatici che silicoclastici, formatasi in ambiente neritico e composta da nove membri, i quali testimoniano un progressivo approfondimento, evidenziato dalle variazioni nel contenuto fossilifero; il secondo membro di questa formazione, denominato Mazzin, è il primo del Mesozoico. L'Ambiente di piattaforma vero e proprio è rappresentato dal Complesso Indifferenziato, di cui fanno anche parte i Conglomerati di Richthofen, depositi nati dallo smantellamento dei membri del Werfen. Nel Ladinico si assistette alla formazione di una batimetria articolata con blocchi rialzati dove si instaurarono buildups carbonatici, che definiscono la Dolomia dello Sciliar, e bacini subsidenti, riempiti da sedimenti che prendono ora il nome di Formazione di Livinallongo, posta in eteropia di facies con i depositi delle piattaforme stesse. La tettonica medio-triassica causò lo smembramento di quest'ultime, con la nascita di una nuova fase di attività magmatica, caratterizzata soprattutto da prodotti calcocalcinali e lave a pillow. In questo contesto di estensione prolungata (rift abortito), diversi filoni magmatici (dicchi) si intrusero nelle formazioni più antiche. La sedimentazione carbonatica riprese nel Ladinico superiore, permettendo alle piattaforme di crescere nuovamente al di sopra di un substrato ormai disarticolato attraverso la nascita della Dolomia Cassiana, con il detrito derivante da queste che riempì progressivamente i bacini, definendo la Formazione di San Cassiano. Nel Triassico superiore, si instaurano su vaste aree, essendo stati i bacini perlopiù colmati, gli ambienti uniformi della Dolomia Principale (Vignaroli et al., 2020; Cavazza W., slide del corso di Geologia dell'Italia) (Figura 4).

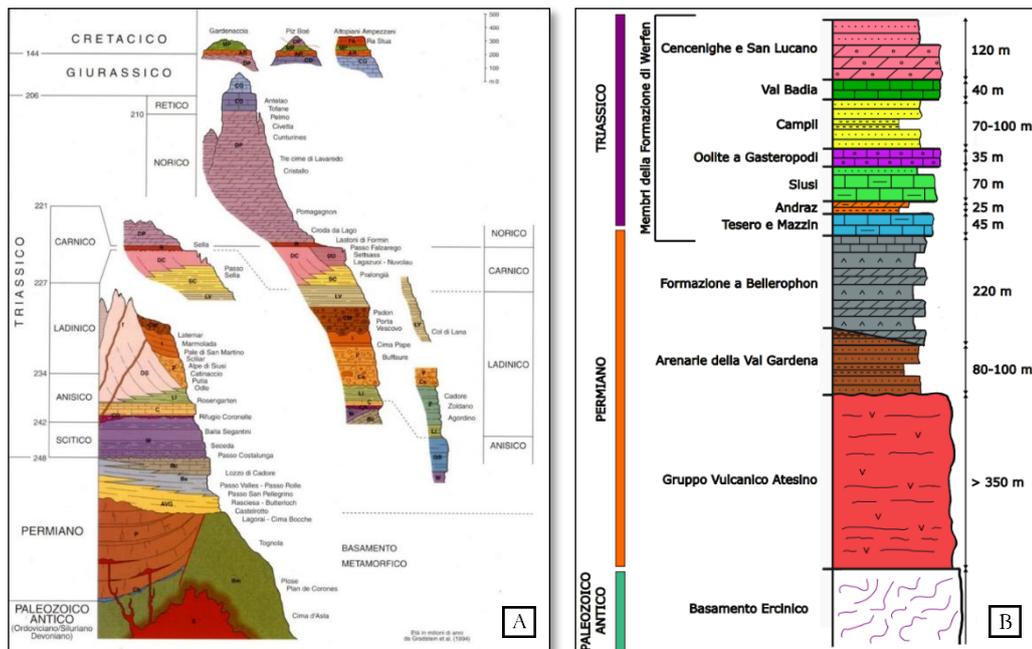


Figura 4 (A) Colonna stratigrafica della sequenza affiorante sulle Dolomiti, dall'Ordoviciano fino alla fine del Mesozoico (da Bosellini, 1996; età in milioni di anni da Gradstein et al., 1994). (B) Colonna stratigrafica rappresentante la sequenza che va dal basamento ercynico alla Formazione di Werfen (compresi).

A fine Triassico e ad inizio Giurassico si assistette ad una nuova fase di attività tettonica di tipo estensionale a cui è attribuita la genesi dell'horst di Trento e del graben di Belluno. Il lineamento tettonico che mette in contatto le due strutture è definito dalla Faglia o Linea di Passo Rolle (Curzi et al., 2023).

A partire dal Giurassico inferiore, si avviò il processo di apertura dell'Oceano Atlantico (Figura 5), il quale portò poi, nel Giurassico superiore, alla formazione della Tetide Alpina (o Oceano Ligure-Piemontese). Dal Cretaceo superiore la dorsale atlantica allontana Sud America ed Africa, con la conseguente traslazione e rotazione in senso antiorario di quest'ultima verso NE. Tale fase, antecedente la collisione vera e propria, viene definita eoalpina. L'avvicinamento della placca africana portò i vari blocchi continentali europei ad interagire tra loro in maniera complessa, causando la riattivazione delle strutture ereditate dalla storia pregressa, ed indusse l'inizio della subduzione della Tetide Alpina, a partire dalla sua estremità più orientale. Nell'Eocene si ebbe la collisione continentale vera e propria tra Europa ed il promontorio adriatico, in quella che viene definita fase mesoalpina, in cui si ha l'inizio dell'effettiva orogenesi della catena. La geometria di questa risultò sviluppata già ad inizio Oligocene, mentre prima della fine di quest'ultimo e per tutto il Miocene si assistette alla fase post-collisionale, detta neoalpina.

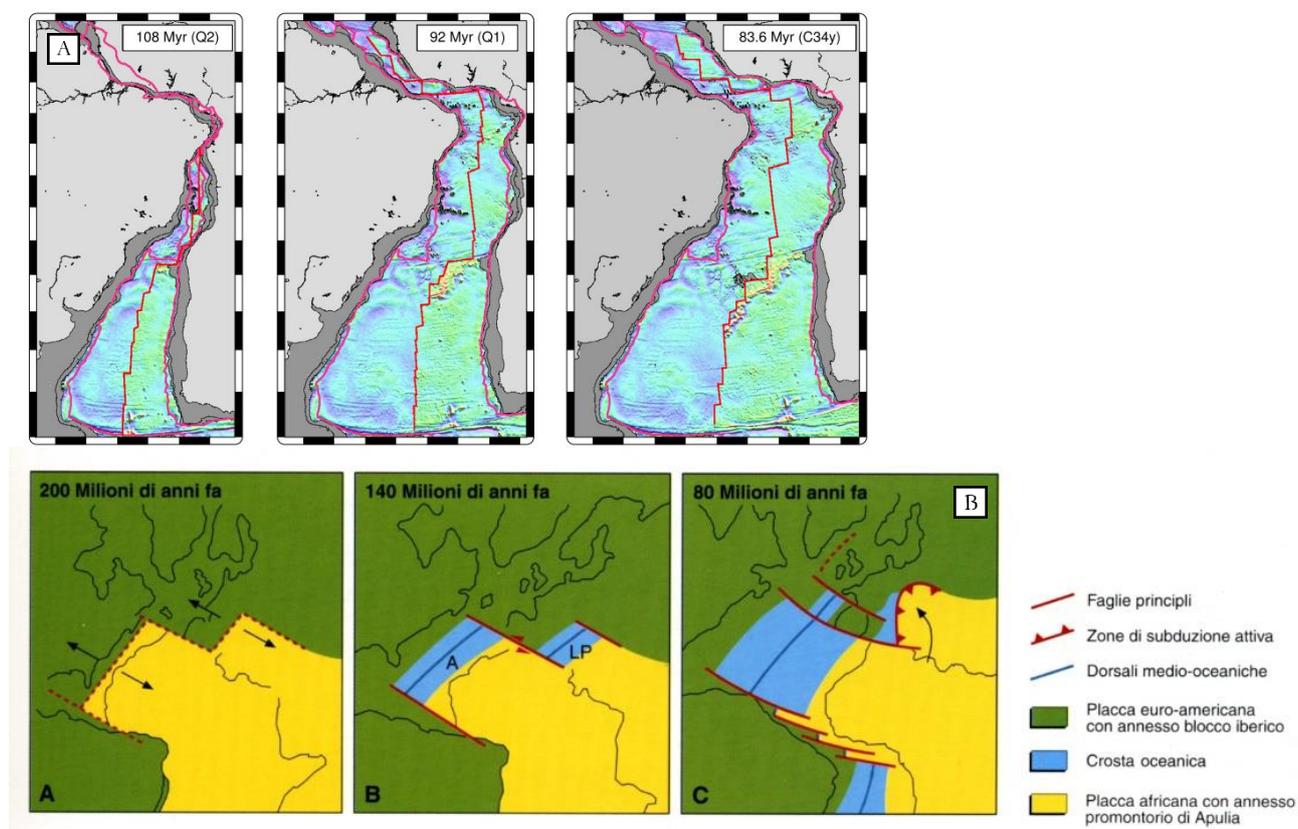


Figura 5: (A) Evoluzione nel tempo dell'apertura dell'Oceano Atlantico, età espresse in milioni di anni (Granot et al., 2015). (B) Successiva indentazione del promontorio adriatico (da slide di introduzione al Campo Geologico).

All'interno di quest'ultima fase è possibile effettuare un'ulteriore suddivisione, basata sulle variazioni subite dal campo di sforzi durante l'attività compressiva. La prima, attiva durante l'Oligocene terminale, prende il nome di Fase Dinaride, in cui il campo di sforzi risulta essere orientato NE-SW. La seconda viene denominata Fase Valsuganese (o Giudicariense), in cui il campo di sforzi associato varia in favore di un'orientazione NNW-SSE; tale fase si estende per buona parte del Miocene. Infine, l'ultima fase è detta Schio-Vicenza e coinvolge sia il Messiniano che il Pliocene; il campo di sforzi risulta qui avere un'orientazione WNW-ESE. Tali cambiamenti nel tempo riguardanti il regime di sforzi compressivi sono coerenti con la dinamica di traslazione e rotazione (in senso antiorario) del continente africano, e quindi dello stesso promontorio adriatico (Castellarin & Cantelli, 2000).

L'area di San Martino di Castrozza è situata nel blocco di tetto del thrust della Valsugana, importante sovrascorrimento orientato generalmente ENE-WSW ed immergente a NNW che costituisce il limite meridionale delle Dolomiti stesse e che dà il nome alla seconda suddivisione della fase neoalpina. Tale lineamento strutturale, datato al Miocene medio-superiore (Massironi et al., 2006), mette in contatto il basamento ercinico con le rocce sedimentarie permo-triassiche delle più meridionali Pre-Alpi Venete. Tuttavia, è stata ipotizzata l'esistenza di una paleo-faglia permiana, a cinematica normale, la cui geometria è stata successivamente ereditata da quella della Valsugana, in quanto quest'ultima costituisce ora il limite meridionale della diffusione dei prodotti magmatici del Gruppo Vulcanico Atesino (Massironi et al., 2006). Ascrivibile alle fasi deformative che hanno portato alla nascita di questo importante sovrascorrimento è anche il back-thrust a vergenza NW del Cimon della Pala (Doglioni & Neri, 1988).

Anche nella zona di Passo Rolle la distribuzione areale del magmatismo di età Permiana è stata probabilmente controllata dall'orientazione spaziale di una faglia normale, caratterizzata da un'immersione diretta verso i quadranti occidentali (Figura 6). Tra Permiano e Triassico, infatti, si formarono bacini, nati da horst e graben con andamento generale N-S, con vulcaniti che riempivano depocentri di profondità fino a centinaia di km, altrimenti occupati da sedimenti nelle depressioni minori. Questo lineamento tettonico, orientato anch'esso circa N-S, avrebbe impedito la diffusione dei prodotti ignimbritici nelle zone rispetto ad esso orientali. È stato stimato, infatti, uno spessore molto minore nelle aree alla sinistra idrografica del torrente Cismon, in particolare nel complesso delle Pale di San Martino (antico alto strutturale), rispetto a quello osservabile sulla destra, appartenente alla Catena del Lagorai e alla Cima Tognazza (antico basso strutturale) (Massironi et al., 2006). Si ipotizza quindi che la Linea di Passo Rolle, faglia normale orientata circa NNW-SSE ed E-immersa che si estende dall'estremità nord di Passo Rolle fino ad interrompersi

contro il thrust della Valsugana, abbia ereditato e ri-modellato la struttura più antica sopra citata. In maniera simile al thrust della Valsugana stesso, infatti, Linea di Passo Rolle costituisce attualmente il limite S-SE delle ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino (Curzi et al., 2023). Durante la fase estensionale triassico-giurassica, il movimento reciproco tra i blocchi di tetto e letto si sarebbe invertito, così come la direzione d'immersione della faglia, che interessa tutt'ora i quadranti orientali. Ne conseguì quindi il ribassamento delle rocce sedimentarie permo-triassiche rispetto ai prodotti del GVA (alto e basso strutturale si invertono), con la formazione dell'horst di Trento e del graben di Belluno. Il rigetto verticale apparente differenziale che è possibile osservare lungo il thrust della Valsugana sarebbe proprio dovuto a tale configurazione strutturale, ereditata in seguito durante le fasi compressive successive (Massironi et al., 2006).

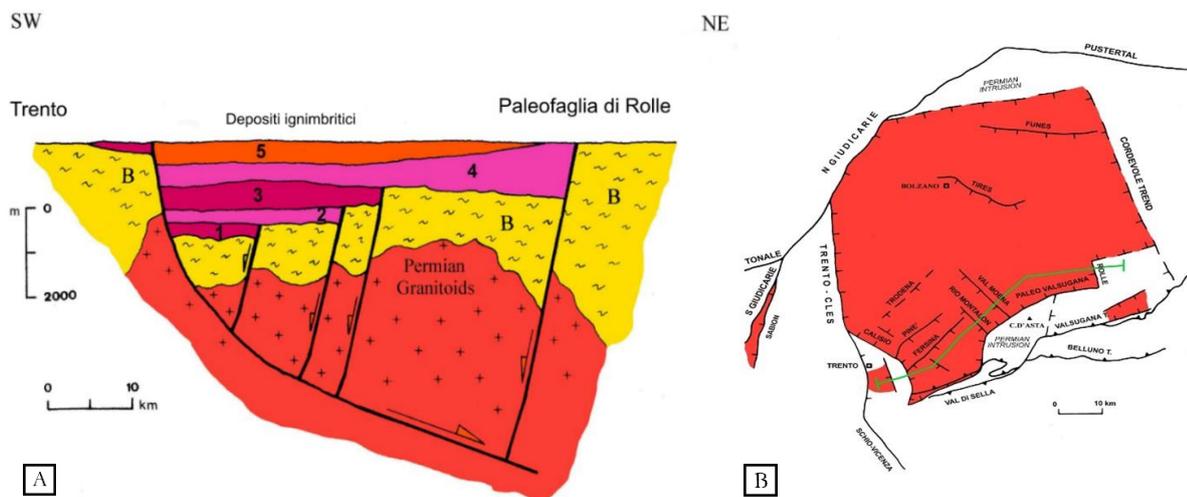


Figura 6: Geometria e disposizione spaziale dei depositi ignimbritici a fine Permiano inferiore. (A) Vista in sezione (modificata da slide di introduzione al Campo Geologico). (B) Vista in pianta (da slide di introduzione al Campo Geologico).

Durante la fase mesoalpina, si ipotizza che la Linea di Passo Rolle abbia accomodato il regime di sforzi compressivi agendo da faglia trascorrente, situata nel tetto del thrust della Valsugana; tuttavia, prove certe di questa evoluzione eocenica non sono ancora disponibili (Curzi et al., 2023).

Risultati del rilevamento

In seguito all'attività di campo, è stata prodotta una carta a scala 1:10'000 dell'area (Allegato 1). Le informazioni così ottenute sono state utilizzate per la costruzione di tre sezioni geologiche alla stessa scala (Allegato 2). Dai risultati del rilevamento è emerso che nell'area la colonna stratigrafica è rappresentata nella sua totalità nell'intervallo temporale Permiano inferiore-Triassico inferiore.

È inoltre possibile osservare che formazioni e membri si susseguono via via più giovani spostandosi dai quadranti sud-occidentali a quelli nord-orientali, dove affiora il Membro di Val Badia di età, appunto, Olenekiana (più giovane membro della Formazione di Werfen presente nell'areale). Tale evidenza è supportata dal data set totale di giaciture delle S0 raccolto durante l'attività di campo (Figura 7), il quale mostra un'immersione generale diretta verso i quadranti settentrionali; dati S-immersenti o valori di inclinazione elevati sono associati prevalentemente a strutture plicative.

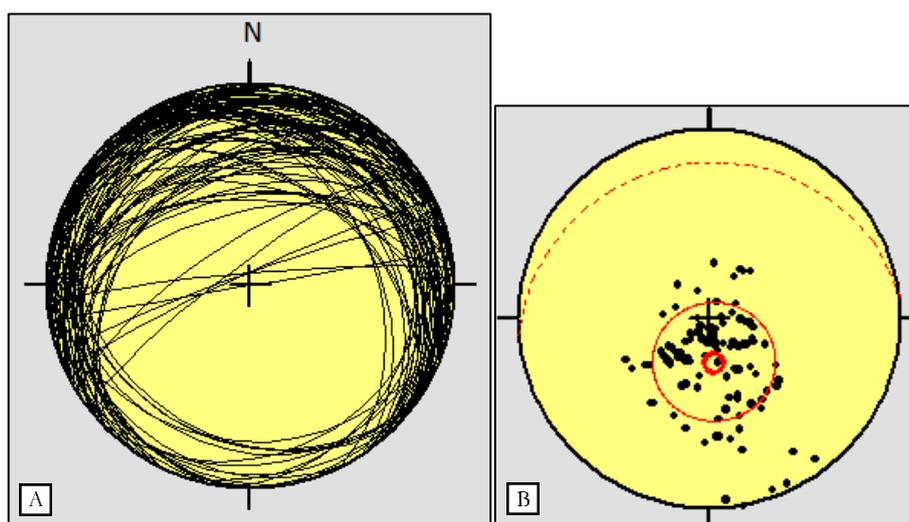


Figura7: (A) Stereonet di tutti i dati delle giaciture delle S0 raccolte durante l'attività di campo. (B) Rappresentazione statistica con solo poli e ciclografica media.

Ciononostante, l'immersione diretta verso i quadranti meridionali degli strati presenti nella porzione più settentrionale dell'area (NW del Monte Castellazzo), associati all'andamento dei limiti ivi presenti suggerisce la presenza di una grande struttura sinclinale, con il nucleo situato proprio nei pressi del Monte Castellazzo; avvicinandosi ad esso, infatti, i membri della Formazione di Werfen si susseguono via via più giovani. I dati sono, però, insufficienti per sviluppare ulteriori considerazioni a riguardo. Inoltre, diversi elementi strutturali alterano il regolare succedersi dei vari litotipi ed alcune formazioni non presentano gli spessori indicati in letteratura. Si elencano ora

formazioni e membri rilevati durante l'attività di campo, a partire dal più antico, descritti con il supporto delle Note illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000 - Tavola 45 III S. Martino di Castrozza (Massironi et al., 2006).

- Gruppo Vulcanico Atesino - GVA (Permiano inferiore - Sakmariano)

Si tratta di rocce vulcaniche comprendenti termini da acidi a basici, le quali danno vita alle cime scoscese della Catena del Lagorai. Nell'area di San Martino di Castrozza affiora solamente il Gruppo Superiore, caratterizzato da ignimbriti riodacitiche, corpi lavici da dacitici a riolitici ed ignimbriti riolitiche. Tali rocce poggiano al di sopra delle filladi di basamento ed il limite superiore con la Formazione delle Arenarie della Val Gardena risulta essere erosivo. Sono estremamente compatte, di colore rossastro, e presentano spesso una netta fessurazione verticale da raffreddamento, osservabile nelle ripide pareti che sono solite formare. Le ignimbriti sono caratterizzate da struttura porfirica con fenocristalli di feldspato, quarzo e biotite immersi in una pasta di fondo omogenea. Sono presenti strutture a fiamma dovute alla deformazione di cristalli schiacciati ed allungati secondo la direzione di flusso e litici sia verdastrì, derivanti dal basamento sottostante, che microcristallini, nati fasi precedenti di attività magmatica. Nell'area di rilevamento, le ignimbriti affiorano nella porzione centro-occidentale, dove costituiscono la Cima Tognazza, ed in quella meridionale, dove danno vita a morfologie positive presenti lungo valle del Torrente Cismon.

- Arenarie di Val Gardena - AVG (Permiano superiore - Lopingiano)

Rocce silicoclastiche costituite prevalentemente da conglomerati, areniti e siltiti di colore rossastro. I ciottoli del conglomerato (clasti di dimensioni fino ai 5 mm) sono costituiti da ignimbriti o da filladi, in base a dove le Arenarie di Val Gardena poggiano. A Passo Rolle, i frammenti di ignimbrite (rossastrì) e di fillade (verdastrì) sono presenti assieme a clasti di quarzo metamorfico, feldspati e fillosilicati. La stratificazione è ben visibile, solitamente a scala da centimetrica a decimetrica, sia piano parallela che incrociata. Possono essere presenti strutture sedimentarie, tra le quali laminazioni planari e ripple. La formazione ha spessore massimo di 110 metri, con anche notevoli variazioni, ed il limite superiore risulta essere in eteropia di facies con la soprastante Formazione a Bellerophon. Presenta un contenuto paleontologico estremamente scarso. L'ambiente deposizionale delle AVG viene interpretato come una piana alluvionale semiarida soggetta a deposizione episodica. Anche questa formazione è localizzata nelle porzioni meridionale e centro occidentale dell'areale di interesse, dove poggia la maggior parte dell'area urbana di Passo Rolle.

- Formazione a Bellerophon - BEL (Permiano superiore - Lopingiano)

È una unità evaporitico-carbonatica depostasi in eventuale eteropia con le Arenarie della Val Gardena e che ha, invece, un limite superiore netto con la sovrastante Formazione di Werfen. Il suo spessore è estremamente variabile, a causa della sua bassa competenza meccanica e della conseguente deformazione che la caratterizza (massimo 220 m). La Formazione può essere suddivisa in due membri o facies. La facies inferiore, nota come “Facies Fiammazza”, costituisce la maggior parte della formazione (200 m di spessore) ed è formata da dolomie grigie cariate (o a “nido d’ape”) a tratti marnose, da marne dolomitiche nerastre e da gessi bianchi saccaroidi spesso piegati, alternati ad una componente terrigena costituita da intercalazioni di argilla di colore marrone chiaro. Rappresenta ambienti di sabkha e marini marginali, con cicliche ingressioni e regressioni marine a cui sono associate le evaporiti. La facies superiore, invece, nota in letteratura come “Facies Badiota”, ha spessore ridotto (inferiore ai 20 m) ed è in eteropia con quella sottostante. Si tratta di calcari fetidi di colore tendente al nero, dell’ordine dei wackestone, ricchi in bioclasti di varia natura; sono comuni foraminiferi, ma possono essere osservati anche brachiopodi, bivalvi e gasteropodi. Rappresenta ambienti marini subtidali, a dominio prevalentemente marino. La Formazione a Bellerophon risulta essere la più diffusa nell’area rilevata, comprendendo sia la maggior parte della porzione meridionale che quella della porzione nord-occidentale. Morfologie a doline suggeriscono la sua presenza, soprattutto in aree povere in affioramenti, a causa dell’elevata solubilità del gesso.

- Formazione di Werfen (Permiano superiore - Olenekiano)

Consiste in una potente unità mista, di età prevalentemente triassica inferiore, che rappresenta diversi ambienti sedimentari (soprattutto di mare sottile). I primi metri alla base della Formazione di Werfen (Membri di Tesero e di Mazzin) vanno attribuiti al Permiano. La formazione può essere suddivisa in nove membri che differiscono tra loro per litologia, contenuto fossilifero, competenza meccanica e variazioni cromatiche. L’ingresso della Neo-Tetide fu lento ma progressivo: ne deriva l’allagamento delle piane continentali, con la conseguente trasgressione marina da E verso W.

Membri di Tesero e Mazzin - T+M (Permiano superiore - Induano)

I due membri sono stati accorpati a causa dello spessore ridotto del Tesero (circa 5 m). Questo sottile orizzonte ha un limite superiore graduale ma molto rapido con il Membro di Mazzin. La facies più caratteristica di questo sottile orizzonte è costituita da grainstone oolitici e dolomitici grigio-chiari spesso ricchi in magnesio (non reagiscono con acido cloridrico). Il membro di Mazzin

presenta, invece, litotipi quali calcari marnosi grigiastri e marne di colore grigio-verdastro, organizzati in strati da centimetrici a metrici; il suo contenuto paleontologico è abbondante, sono comuni i bivalvi del genere *Claraia* e piccoli brachiopodi, ed il limite superiore è netto con il Membro di Andraz. Insieme, i due membri hanno uno spessore di 45 m circa. Tuttavia, nella porzione sud dell'area sono stati rilevati spessori maggiori, quasi raddoppiati, probabilmente a causa di strutture plicative. L'ambiente deposizionale prevalente di questi membri è attribuito ad un ambiente di mare poco profondo, al di sotto del livello normale di base d'onda. Questi membri sono stati individuati solamente nella porzione centrale dell'areale, leggermente spostati verso S.

Membro di Andraz - AND (Triassico inferiore - Induano)

Si tratta di un intervallo sottile, dello spessore massimo di 25 m circa, spesso male affiorante e che costituisce tipicamente una cengia di colore da ocre a ruggine, evidente sulle pareti dove è causa di rotture di pendio. Il limite superiore è netto. È costituito prevalentemente da argilliti e siltiti rossastre o giallastre, con sottili intercalazioni di marne e rare dolomie. Questo membro rappresenta un ambiente deposizionale continentale, in particolare una piana alluvionale prossima alla costa in clima arido. Come i Membri di Tesero e Mazzin, anch'esso è stato localizzato solamente nella porzione centrale dell'area di studio.

Membro di Siusi - SIU (Triassico inferiore - Induano)

Il Membro di Siusi è una unità litologica complessa, costituita prevalentemente da calcari marnosi grigio-verdastri e siltiti rosse. Il limite superiore è netto e lo spessore è di circa 70 m; dal rilevamento emerge come questo spessore vari notevolmente nell'area, arrivando ad essere quasi raddoppiato a causa di strutture deformative quali pieghe. Nella parte bassa del membro prevalgono calcari arenacei, siltosi ma per lo più micritici grigi o biancastri, organizzati in strati tipicamente metrici, con intercalazioni di calcareniti oolitiche o bioclastiche grigie o rossastre. La componente silicoclastica aumenta verso l'alto e la parte superiore del membro è costituita prevalentemente da siltiti ed areniti fini color ocre o marrone, a cui sono intercalati calcari dolomitizzati e calcareniti in strati decimetrici. La fauna del Membro di Siusi è caratteristica, sono tipici i bivalvi del genere *Claraia* di grandi dimensioni. La bioturbazione è più abbondante rispetto ai membri precedenti. Gli ambienti deposizionali variano da una rampa mediana nella parte bassa ad una shoreface nella parte alta del membro. Questo membro occupa un'importante fascia centrale all'interno dell'area rilevata, partendo dal centro della carta fino ad arrivare alla porzione più settentrionale. Il suo spessore risulta essere maggiore rispetto a quello descritto in letteratura; tuttavia, questo membro trova soluzione nella sua continuità laterale a causa della Linea di Passo Rolle.

Membro dell'Oolite a Gasteropodi - OG (Triassico inferiore - Induano)

Costituisce pareti evidenti, a causa della sua forte competenza meccanica. Lo spessore è di circa 35 m, il limite superiore è graduale per alternanza (in pochi metri) con il Membro di Campil. Le litologie sono simili a quelle della parte inferiore del Membro di Siusi: calcari siltosi, arenacei laminati o marnosi di colore grigio-verdastro in strati decimetrici e calcareniti oolitiche e bioclastiche rossastre. Il riconoscimento di questa unità è possibile soprattutto se si riconoscono le unità adiacenti. Le strutture sedimentarie sono rare; è diffusa, invece, la stratificazione piano parallela e la bioturbazione è abbastanza frequente. Gli strati vanno da spessori quasi metrici alla base per poi passare fino a centimetrici spostandosi verso il tetto. I fossili più comuni sono bivalvi; tuttavia, quelli del genere *Claraia* sono assenti, in quanto si estinguono prima dell'inizio della deposizione del membro. L'ambiente deposizionale di rampa mediana-interna è correlabile a quello del Membro di Siusi. Come quest'ultimo, anch'esso occupa una fascia che collega il centro dell'areale alla sua estremità settentrionale ed anch'esso è interrotto solo dalla Linea di Passo Rolle.

Membro di Campil - CAM (Triassico inferiore - Olenekiano)

Caratterizzato dall'assenza di carbonati e per lo spiccato colore rosso visibile anche a distanza. Lo spessore è di 80-100 m circa, ma la misura varia molto perché questo membro risulta spesso deformato. Il limite superiore è per alternanza con il Membro della Val Badia. Le litologie del membro sono argilliti, siltiti e areniti fini di colore rossastro, quarzose e ricche di mica chiara e che presentano varie strutture sedimentarie trattive quali ripple, laminazione piano-parallela, incrociata e hummocky. Bande verdastre indicano un comportamento redox differenziale: il colore rosso indica ossidazione, quello verdastro indica riduzione. Il contenuto fossilifero è piuttosto scarso, così come lo è la bioturbazione. L'ambiente deposizionale prevalente è di spiaggia sommersa (shoreface - offshore), sotto l'influenza del moto ondoso e delle tempeste. Come i due membri precedenti, anche questo è interrotto dalla Linea di Passo Rolle nel suo percorso verso N; tuttavia, l'areale da questo occupato domina nella porzione nord-orientale dell'area.

Membro di Val Badia - VALB (Triassico inferiore - Olenekiano)

L'ultimo membro presente nell'area di rilevamento risulta essere misto ma prevalentemente carbonatico, dallo spessore di circa 40 m. Il limite superiore è graduale per alternanza con il Membro di Cencenighe. Il litotipo più caratteristica è costituita da calcari siltosi nodulari grigio-verdastri e calcareniti bioclastiche (grainstone-packstone) alternate a siltiti grigio-verdastre, organizzati in banchi di spessore anche metrico; orizzonti glauconitici si distinguono per il tipico

colore verdastro. Questo membro, il più fossilifero della Formazione di Werfen, è caratterizzato da una fauna variegata comprendente soprattutto bivalvi, gasteropodi e cefalopodi; tale abbondanza paleontologica testimonia la ripresa della vita sul pianeta dopo l'estinzione Permiano-Triassico. È il membro deponesi alla massima profondità nella Formazione di Werfen. A testimoniare un ambiente di rampa esterna ben ossigenato sono le facies nodulari con cefalopodi. Durante il rilevamento non sono stati individuati affioramenti di questo membro; la sua posizione in carta, nell'estremità nord-orientale dell'areale, è dovuta al coordinamento con altri gruppi che hanno lavorato nelle zone limitrofe.

- Filoni magmatici (Ladinico)

Dicchi basici che intrudono la sequenza sedimentaria permo-triassica; vengono quindi attribuiti al magmatismo medio-triassico. La composizione varia da trachibasaltica a trachandesitica, con una struttura porfirica che presenta cristalli di anfibolo e pirosseno immersi in una matrice afanitica. Il colore passa da grigio-verdastro a nero scuro e gli spessori superano anche i 2 m. Nell'areale di studio, all'interno delle AVG dell'area urbana di Passo Rolle, sono stati individuati tre dicchi, due di questi a distanza di pochi metri l'uno dall'altro (porzione centro-occidentale del foglio), caratterizzati da direzione NNW-SSE e NNE-SSE (Figura 8).

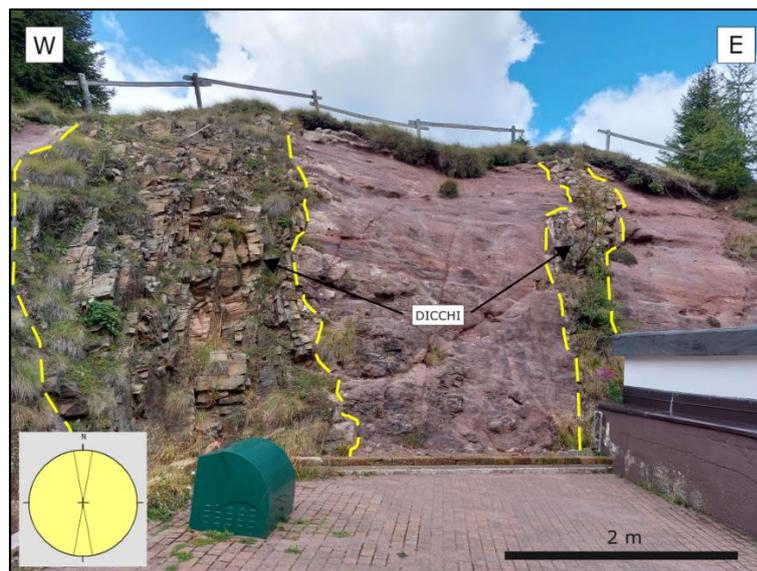


Figura 8: Dicchi basici che intrudono le AVG, presenti nell'area urbana di Passo Rolle (evidenziati in giallo) con stereonet associato.

L'assetto tettonico dell'area è dominato dal principale elemento strutturale della zona, la Linea di Passo Rolle, nonché da ulteriori strutture secondarie a cinematica normale. La Faglia di Passo Rolle risulta tagliare l'area in direzione circa NNW-SSE, così come le faglie di ordine minore associate, a

partire dall'estremità N di questa, lungo l'impluvio del Rio Castellazzo, fino ad uscire dai limiti subito a S del Monte Tognazza. Lo specchio della faglia è visibile sulla parete di quest'ultimo (Figura 9), tuttavia non risulta affiorare in nessun altro punto dell'area di studio, a causa di depositi glaciali o detrito di versante; per vincolarne l'andamento sono stati quindi utilizzati alcuni contatti tra formazioni e membri, di natura evidentemente tettonica. Nella porzione più settentrionale dell'area, all'interno dell'impluvio del Rio Castellazzo, si trova il contatto tra le formazioni BEL e AVG, lungo la sinistra idrografica del rio, con i membri di SIU, OG e CAM della Formazione di Werfen sul lato destro. A E-NE e a E-SE della Malga Agnelazza, sono situati due impluvi dove è stato trovato il contatto tra il SIU ad E e BEL ad W. Al centro della zona, nell'area urbana di Passo Rolle, è stata dedotta una seconda diramazione della faglia, per via del fatto che, andando rispettivamente da W verso E, AVG, BEL e SIU si trovano attualmente a contatto ed alla stessa quota (in contrasto con le giaciture N-immerti). Proseguendo verso S il contatto torna ad essere univoco, tra le ignimbriti del GVA ed i membri del Werfen (SIU, AND e T+M). Il detrito di versante ai piedi del Monte Tognazza non permette di ottenere ulteriori vincoli, rendendo incerto l'andamento della faglia nella porzione più a SW; tuttavia, qui il contatto risulta interessare due formazioni più antiche rispetto a quella di Werfen: GVA ad ovest e BEL ad est. Ne risulta che, questo insieme di faglie normali abbia ribassato sia le formazioni di età permiana tra loro, in particolare il BEL rispetto alle AVG e quest'ultime rispetto al GVA, che l'intera sequenza sedimentaria triassica, situata esclusivamente nel blocco di tetto della Linea di Passo Rolle, rispetto alle rocce permiane stesse, poste invece sulla destra idrografica del torrente Cismon.

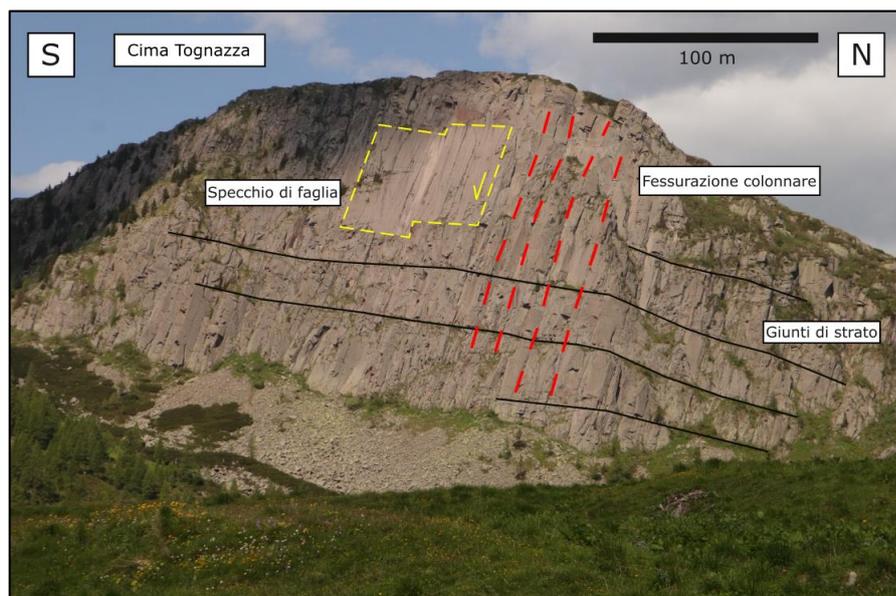


Figura 9: Vista panoramica su Cima Tognazza con lo specchio della Faglia di Passo Rolle evidenziato in giallo, i giunti di strato in nero e le fessure da raffreddamento verticali in rosso.

Sono state misurate diverse faglie inverse con direzione perpendicolare alla Linea di Passo Rolle (da ENE-WSW a NE-SW). In particolare, sono stati osservati sia sovrascorrimenti SE-vergenti, nelle ignimbriti del GVA e nella Formazione a Bellerophon, sia strutture NW-vergenti, prevalentemente nel Membro di Siusi (Figura 10).

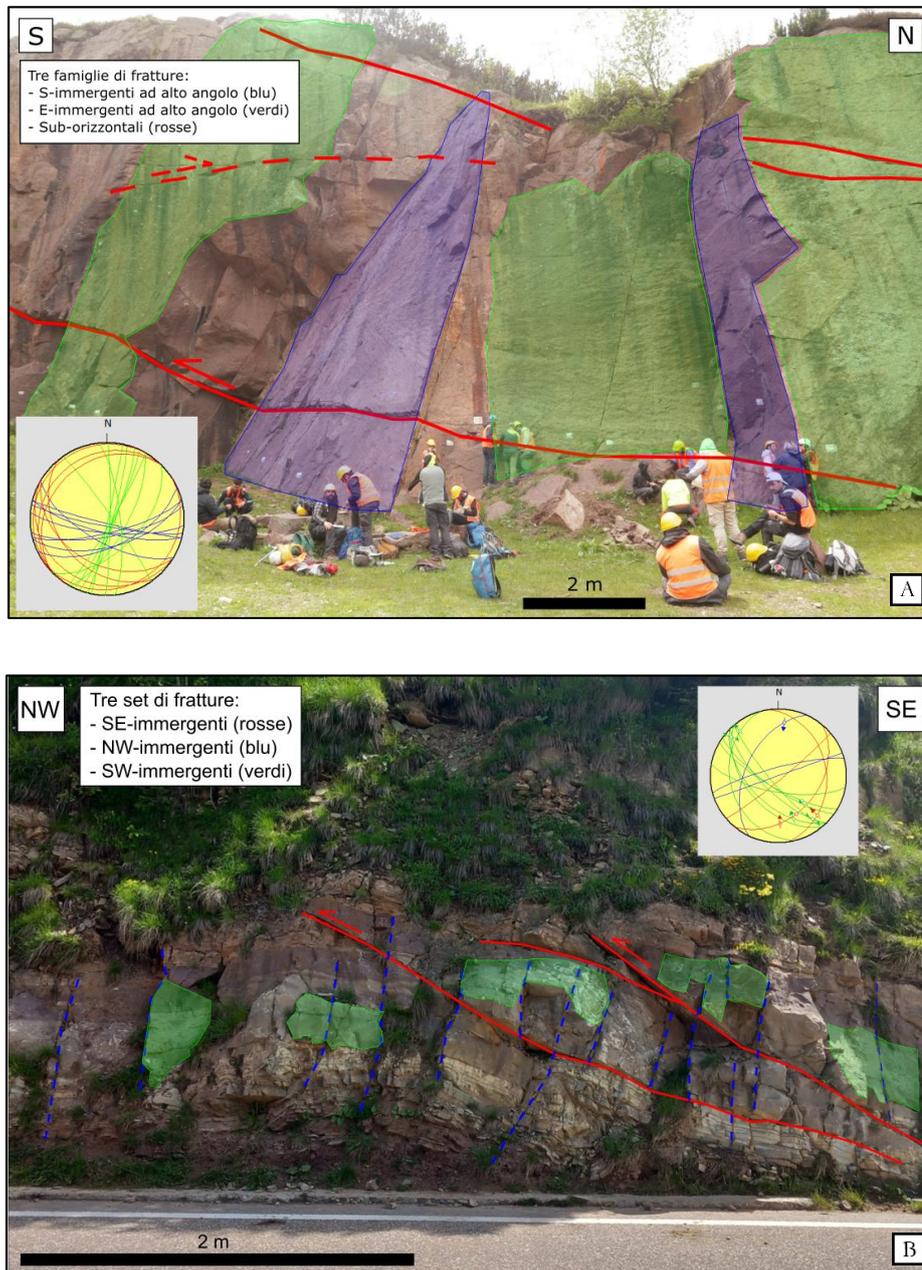


Figura 10: (A) Palestra di roccia situata sulla Cima Tognazza con evidenziati tre set di fratture differenti e con stereonet associato (cinematica presunta rappresentata tramite tratteggio). (B) Famiglie di fratture rilevate nel Membro di Siusi, lungo strada. Da notare come i sovrascorrimenti immergano in maniera antitetica rispetto alla prima immagine.

Come è evidenziato in Figura 11B, sono stati rilevati anche fasci di faglie trascorrenti, con senso di scivolamento sia destro che sinistro, diretti NW-SE ed immergenti a SW ad alto angolo. Anche se maggiormente presenti nelle ignimbriti del GVA, nella Formazione delle AVG e nel Membro del Siusi, questi risulterebbero interessare tutte le formazioni indistintamente.

Lungo i tornanti della Strada Statale 50, nella porzione meridionale dell'area, è presente il contatto tra le AVG e le ignimbriti del GVA. I dati mesostrutturali qui raccolti suggeriscono un andamento preferenziale delle fratture diretto NNW-SSE, le quali presentano indicatori cinematici vari, da dip-slip a trascorrenti, non sempre di facile lettura, per via della loro possibile obliterazione dovuta alla riattivazione tettonica (Figura 12). Visto l'andamento dei limiti in zona e vista l'orientazione preferenziale delle fratture, è stata dedotta una zona di faglia a cinematica transtensiva destra che taglia, da NNW a SSE, prima le AVG e poi le vulcaniti del GVA.

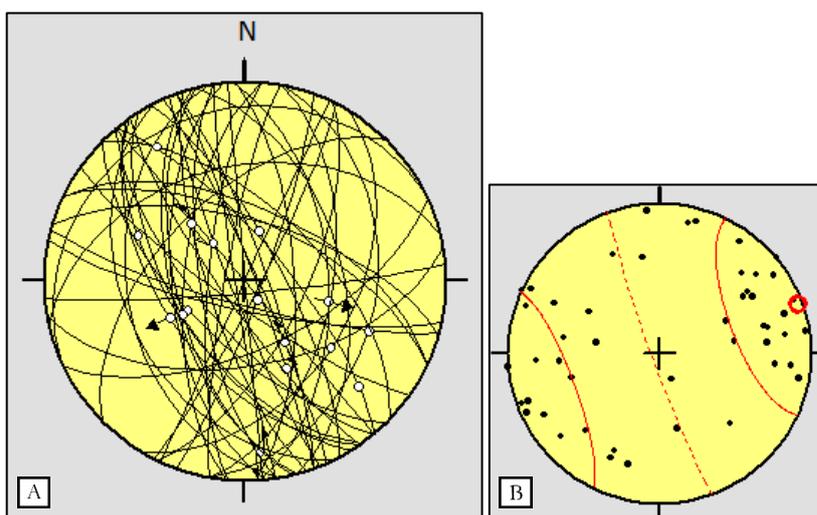


Figura 11: Stereonet delle fratture presenti nella zona meridionale del foglio (AVG e GVA). (B) Rappresentazione statistica con poli e della ciclografica media.

Infine, diversi treni di pieghe interessano il Membro di Siusi. La maggior parte di queste strutture si presenta con apertura blanda; tuttavia, nella porzione centro-meridionale dell'area, un'anticlinale inclinata di dimensioni decametriche coinvolge i membri di Tesero e Mazzin, Andraz e Siusi (Figura 12). Con un asse di piega immergente a basso angolo verso SW ed un piano assiale SE-immerso a circa 30°, tale struttura plicativa si rivela essere coerente con i sovrascorrimenti NW-vergenti sopra citati. In questa zona, inoltre, gli spessori di tali membri risultano maggiori rispetto a quanto descritto dalla letteratura (Massironi et al., 2006).

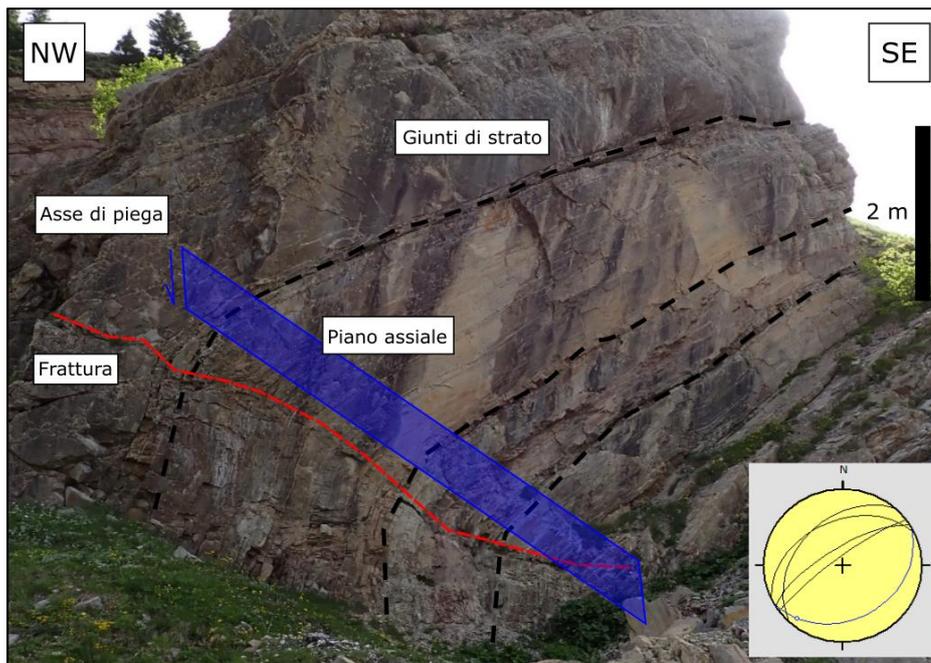


Figura 12: Anticlinale all'interno del Membro di Siusi visibile lungo strada, a S di Passo Rolle, con stereonet associato., Giunti di strato rappresentati in nero, piano assiale in blu e frattura probabilmente inversa parallela a quest'ultimo in rosso.

Approfondimento tematico: studio della permeabilità delle Arenarie della Val Gardena

L'obiettivo di questo approfondimento tematico consiste nello studio e nell'analisi delle potenziali variazioni del valore di permeabilità messe in relazione con la presenza di strutture deformative di tipo fragile, all'interno della Formazione delle Arenarie della Val Gardena.

L'affioramento preso in esame è situato nella porzione più meridionale dell'areale di rilevamento, lungo i tornanti della Strada Statale 50. Qui il litotipo risulta essere prevalentemente formato da quarzo, ma vi sono anche minerali quali biotite e feldspati, oltre che clasti derivanti dallo smantellamento delle formazioni più antiche. La granulometria è per lo più sabbiosa ma variabile; sono presenti, infatti, facies siltose e conglomerati con ciottoli di 4 o 5 mm. Le AVG, inoltre, sono deformate da una coppia di faglie antitetiche a cinematica normale, orientate circa N-S, le quali sono causa del ribassamento di un blocco centrale rispetto al resto della roccia, formando sostanzialmente un "graben" di modeste dimensioni (Figura 13).

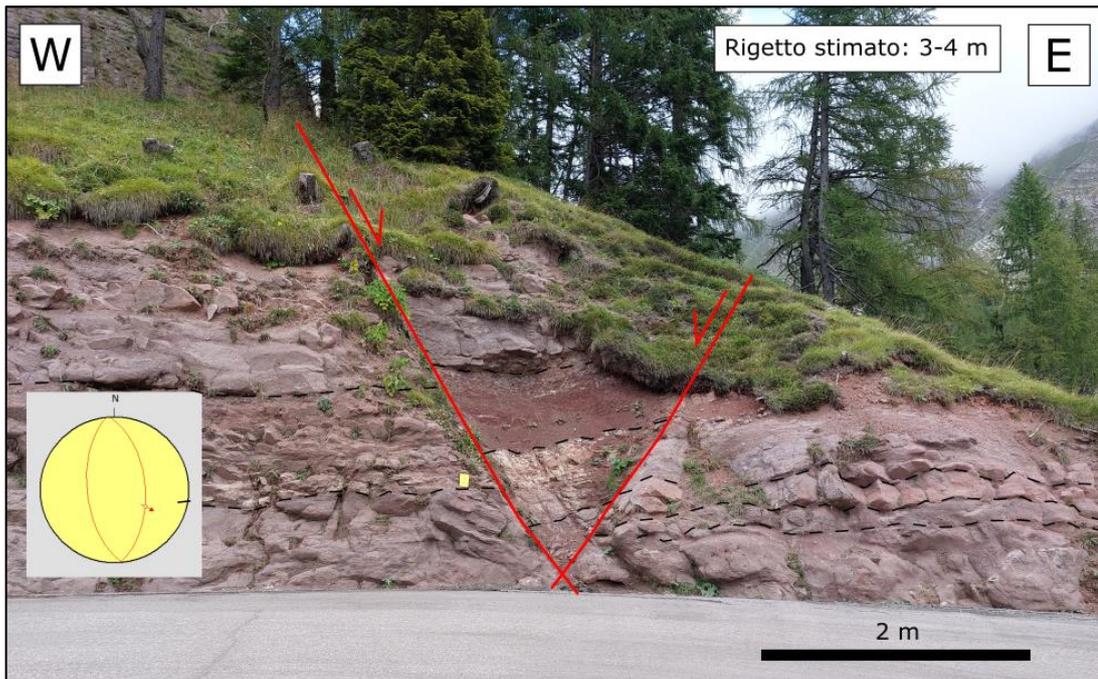


Figura 11: Affioramento di AVG studiato durante l'approfondimento tematico. Da notare le due faglie normali in rosso (con stereonet associato), la stratificazione evidenziata in nero ed il blocco ribassato, con un rigetto stimato di circa 3-4 m.

Le misure di permeabilità sono state effettuate tramite un mini-permeametro ad aria (Figura 14).



Figura 14: Modello di permeametro utilizzato: TinyPerm 3 prodotto dalla New England Research. Le misure si considerano affidabili nell'intervallo 1-10⁴ milliDarcy.

Procedura:

- Una volta estratto lo stantuffo, si preme l'ugello di gomma contro la parete di roccia.
- Assicuratisi che l'ugello sia perfettamente a contatto con la roccia e che non vi possa essere fuoriuscita d'aria, si spinge lo stantuffo fino in fondo, iniettando così un flusso d'aria all'interno della parete.
- Mentre il flusso d'aria è attivo, un sensore monitora e misura il volume d'aria contenuta nella siringa così come il volume dei vuoti presente all'interfaccia con la roccia.
- Le misure, espresse in milliDarcy, vengono salvate all'interno di un dispositivo Android fornito in dotazione, il quale mostra l'andamento del flusso d'aria nel tempo mentre si sta effettuando la misura.

L'intervallo in cui le misure vengono considerate affidabili va da 1 a 10^4 milliDarcy. Vengono fornite anche informazioni su data e ora della misura, coordinate tramite GPS, pressione, temperatura ed umidità. Sono state raccolte più di 100 misure, divise in 11 traverse, accuratamente scelte lungo tutto l'affioramento, di cui 5 interne al graben (Figura 15).

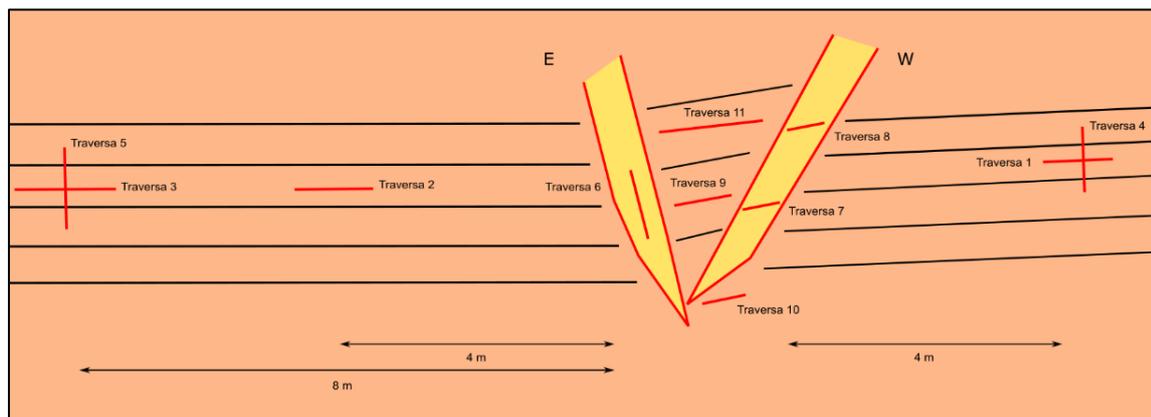


Figura 15: Schema delle traverse lungo l'affioramento. Traverse evidenziate in rosso, giunti di strati in nero e piani di faglia in giallo.

Non sono stati misurati valori sui giunti di strato. Tutte le misure sono state successivamente riorganizzate ed identificate attraverso una semplice codifica (sigla PM seguita da un numero, dove PM sta per Permeability Measure) grazie ad un foglio di lavoro di Microsoft Excel (Allegato 3). Avendo scartato, a fini statistici, i valori minimo e massimo di ogni traversa, il numero finale di misure ammonta a 82. Di seguito vengono descritte le varie traverse, nonché la loro posizione all'interno dell'affioramento:

- Traversa 1: Parallela alla stratificazione (segue uno strato), il litotipo presenta lievi variazioni granulometriche e contiene clasti sub-circolari con diametro medio di 1-2 mm. Le misure sono state prese sulla porzione più grossolana (dim. media 2 mm) a 4 m dalla faglia W-immersente, a partire da sinistra (W). È stato prelevato un campione (TS-1) (Figura 16).



Figura 16: Campione TS-1.

- Traversa 2: Parallela alla stratificazione, i clasti hanno diametro medio di circa 1 mm. Le misure sono state prese a 4 m dalla faglia E-immersente, a partire da destra (E).
- Traversa 3: Parallela alla stratificazione, la dimensione dei clasti è simile a quelli della traversa 2. Viene raddoppiata la distanza verso W rispetto alla traversa 2: si misura quindi a 8 m dalla faglia E-immersente, a partire da sinistra (W).
- Traversa 4: Verticale, perpendicolare alla stratificazione. Il litotipo si presenta diviso in due porzioni nettamente distinte. La porzione più fine ha colore aranciato e dimensione dei grani di circa 1 mm. Quella più grossolana presenta un colore rosso scuro e cristalli di quarzo anche di 4-5 mm. Le misure sono state prese a 4 m dalla faglia W-immersente, a partire dall'alto, ed è stato prelevato un campione della facies fine a circa 5 m dalla faglia (TS-2) (Figura 17).



Figura 17: Campione TS-2.

- Traversa 5: Verticale, perpendicolare alla stratificazione. il litotipo si presenta con lievi variazioni granulometriche e clasti sub-circolari. La porzione più fine ha diametro massimo dei clasti di circa 1 mm, mentre quella più grossolana raggiunge in media il doppio del valore. Le misure sono state prese a 8 m a W della faglia E-immersa, a partire dall'alto.
- Traversa 6: Piano della faglia E-immersa, la superficie presenta strie e gradini di calcite. Le misure sono state prese su queste mineralizzazioni sin-cinematiche, a partire dall'alto.
- Traversa 7: Piano della faglia W-immersa. Anche qui sono presenti gradini di calcite, ma questi sono stati in parte erosi. L'arenaria sottostante ha clasti di dimensione media di circa 1 mm. Le misure sono state prese a partire da N, sulla mineralizzazione rimanente.
- Traversa 8: Stessa faglia della traversa 7, ma le misure sono state prese dove la mineralizzazione risulta assente (superficie più erosa), a partire dall'alto. Il litotipo è lo stesso della traversa 7.
- Traversa 9: Parallela alla stratificazione interna al graben, con un litotipo che si presenta con clasti di dimensione massima di circa 2 mm e con porzioni poco competenti, quasi sabbiose (clasti sciolti). Le misure sono state prese a partire da sinistra (W).
- Traversa 10: Misure prese oltre l'intersezione tra i due piani di faglia, verso il basso e leggermente spostate verso E, a partire da sinistra (W). La dimensione media dei clasti vale circa 1 mm.
- Traversa 11: Parallela alla stratificazione all'interno del graben, la facies si presenta più marnosa e la roccia fogliettata e molto fratturata (mode 1). È evidente come questa porzione di affioramento abbia risentito particolarmente della deformazione causata dalle faglie; è stato quindi prelevato un campione (TS-3) (Figura 18).



Figura 18: Campione TS-3.

Per ogni traversa è stata scattata una fotografia di dettaglio, al fine di produrre tavole grafiche che permettano di fissare i caratteri granulometrici e mineralogici del litotipo, nonché la posizione precisa della misura puntuale sull'affioramento attraverso codifica sopra citata (Figura 19).

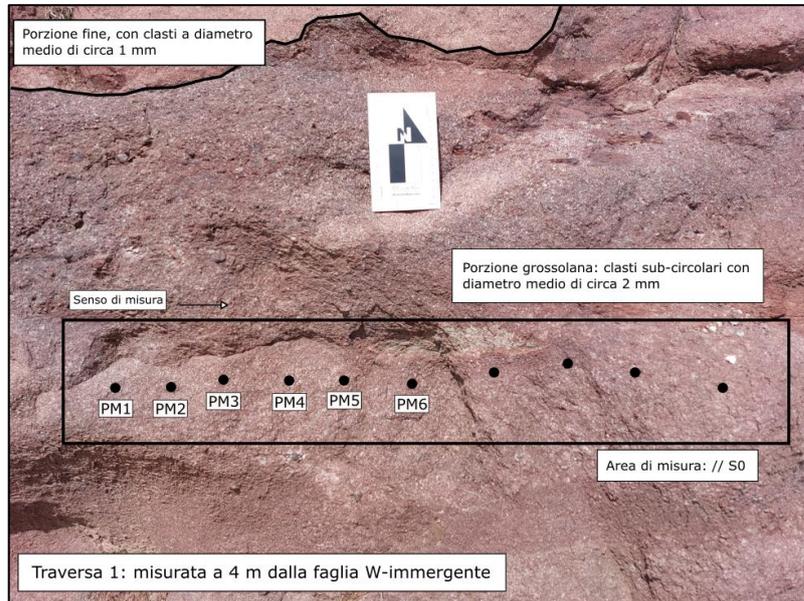


Figura 19: Esempio di tavola grafica (traversa 1).

I valori di permeabilità sono stati organizzati in un grafico box-and-wiskers al fine di meglio evidenziare le variazioni di permeabilità tra le varie traverse (Figura 20). I valori sono espressi in scala logaritmica, sia in milliDarcy che in metri quadrati (Sistema Internazionale) e rientrano tutti all'interno del range di affidabilità dello strumento (Curzi et al., 2023).

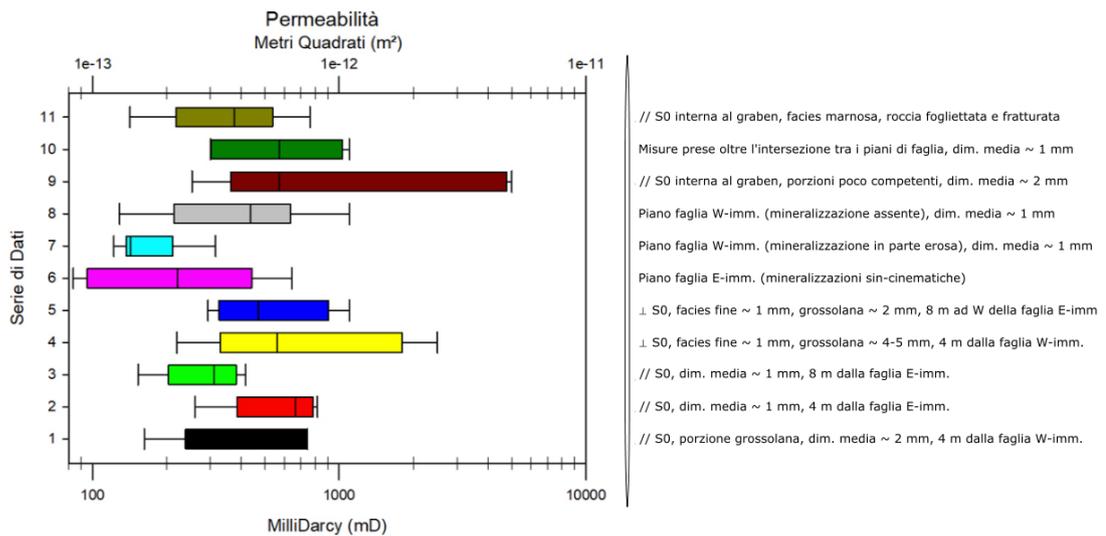


Figura 20: Box-and-wiskers plot con associate le descrizioni delle varie traverse.

Il grafico mostra come i valori di permeabilità rientrino, in media, nell'intervallo 200-1000 milliDarcy. Non si riscontrano particolari differenze tra le traverse misurate a 4 m dalle faglie e tra quelle misurate a 8 m, così come tra quelle che presentano una dimensione media dei clasti che oscilla intorno agli 1-2 mm. I valori più bassi sono associati ai piani di faglia (traverse 6 e 7). È evidente come le mineralizzazioni sin-cinematiche qui presenti fungano da membrana a bassa permeabilità e riducano sensibilmente le misure prese dallo strumento. Questo accade anche quando tali minerali risultano in parte erosi (traversa 7); questo suggerisce come la K sia stata anche direttamente influenzata dal meccanismo deformativo che ha alterato le proprietà tessiturali delle AVG nell'immediato intorno della faglia. Considerando però che i valori associati alla traversa 8, priva di mineralizzazioni sin-cinematiche, non sono altrettanto bassi, è probabile che entrambi i fattori concorrano all'alterazione della permeabilità della roccia. I valori massimi sono, invece, associati alla porzione di arenaria pochissimo consolidata interna al graben (traversa 9, valori fino a 5 Darcy), dove è possibile ipotizzare che il controllo strutturale abbia esercitato una netta influenza, riducendo di molto la competenza della roccia ed aumentandone così la permeabilità. Questo non vale per la traversa 11, dove è probabile che la granulometria più fine contrasti con le fratture estensionali presenti; i suoi valori di permeabilità rimangono infatti nella media. Infine, anche la traversa 4 presenta valori sopra la media, a causa della presenza di facies a granulometria maggiore.

Dai tre campioni sono state prodotte tre sezioni sottili al fine di caratterizzare la roccia a livello petrografico e di ricavare i valori di porosità mediante analisi d'immagine, in particolare attraverso il software ImageJ, per poi calcolare successivamente la permeabilità della roccia.

La prima sezione sottile (TS-1) (Figura 21) presenta la granulometria maggiore tra le tre. La dimensione dei clasti è eterogenea, la grana varia da grossa a medio-piccola. La tessitura del campione è anisotropica con fratture allineate all'interno della sezione. Il minerale più abbondante è il quarzo, il quale costituisce la maggior parte dei clasti presenti (80 % circa); questo si presenta incolore, a grana molto variabile e con abito da subedrale ad anedrale. Il secondo più abbondante è la biotite che, differentemente, ha abito allungato subedrale, grana medio-fine ed è pleocroica, con colori che vanno dal marrone scuro al beige chiaro. Gli altri minerali più abbondanti in sezione sono il K-feldspato, anch'esso incolore ma facilmente distinguibile dal quarzo perché intensamente alterato, e la calcite, la quale si presenta con abito anedrale ed a grana fine, di colore grigiastro, con birifrangenza molto elevata e con due set di sfaldature a 60-120° tra loro. È probabile che quest'ultima derivi dalla circolazione di fluidi all'interno delle discontinuità della roccia. Sono stati individuati anche rari clasti di mica chiara, che presenta le stesse caratteristiche della biotite ma

risulta essere incolore, e plagioclasio, individuato grazie alla caratteristica geminazione polisintetica. Infine, sono presenti grani di clorite probabilmente derivanti dall'alterazione della biotite. Oltre a questi minerali, all'interno della sezione sono presenti clasti litici di grandi dimensioni formati da frammenti immersi in una matrice di fondo afanitica, originariamente appartenenti alle ignimbriti del GVA. I frammenti del basamento cristallino, invece, sono stati più difficili da individuare e consistono, probabilmente, di gruppi di minerali opachi.

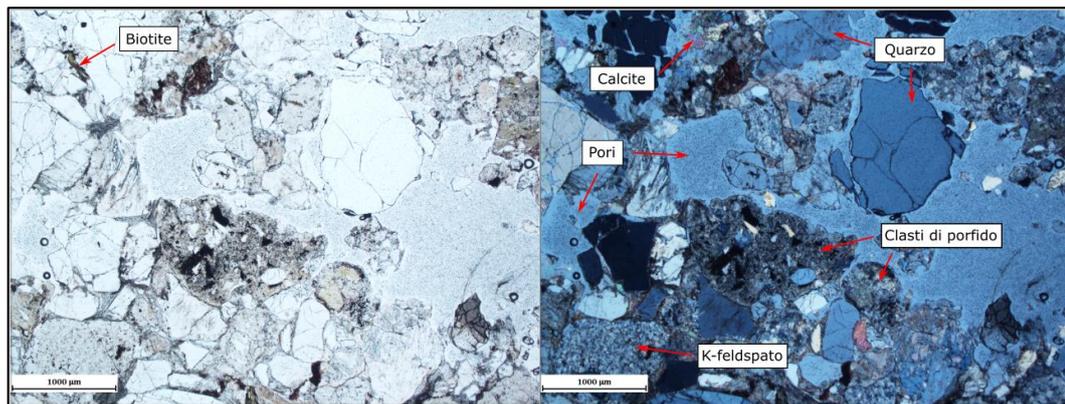


Figura 21: Fotografia della sezione sottile TS-1 a 2x di ingrandimento, sia a singolo polarizzatore che a polarizzatori incrociati.

La seconda sezione sottile (TS-2) (Figura 22) presenta una struttura isotropica, una granulometria dei clasti ed una porosità minori rispetto alla prima. Il minerale più abbondante rimane il quarzo; tuttavia, il plagioclasio risulta essere maggiormente presente e, viceversa, il K feldspato è raro. I clasti di biotite sono comunque numerosi, così come rimangono poco presenti la mica chiara e la clorite. La presenza di calcite si riduce drasticamente, probabilmente a causa della minore porosità del campione, mentre clasti di porfido o di basamento sono più difficili da individuare. Sono comunque presenti minerali opachi.

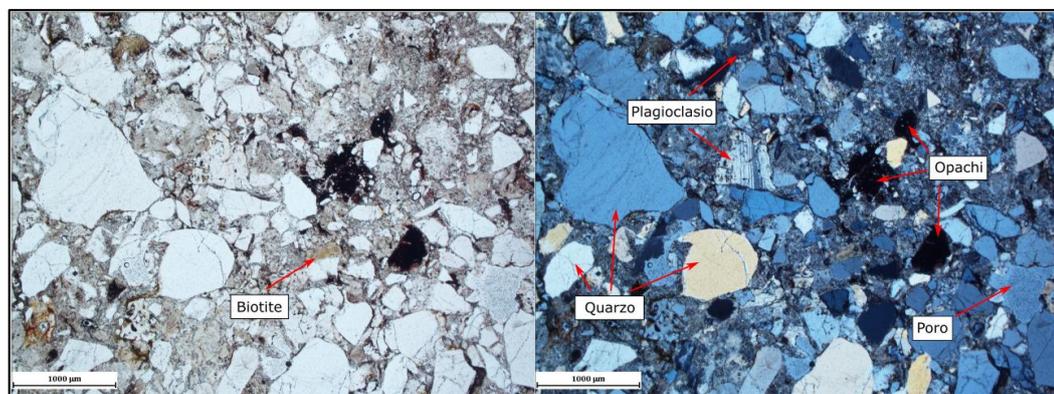


Figura 22: Fotografia della sezione sottile TS-2 a 2x di ingrandimento, sia a singolo polarizzatore che a polarizzatori incrociati.

Infine, la terza sezione sottile (TS-3) (Figura 23) si presenta con struttura isotropica ma con una granulometria ancora più fine e, conseguentemente, con una ancor meno preponderante porosità. Il quarzo rimane il minerale più abbondante, il plagioclasio risulta essere meno presente rispetto alla seconda sezione ed il K- feldspato rimane raro. La biotite è, in percentuale, più presente mentre, come nelle altre due sezioni, cristalli di mica chiara e di clorite risultano essere poco numerosi. Sono presenti numerosi minerali opachi.

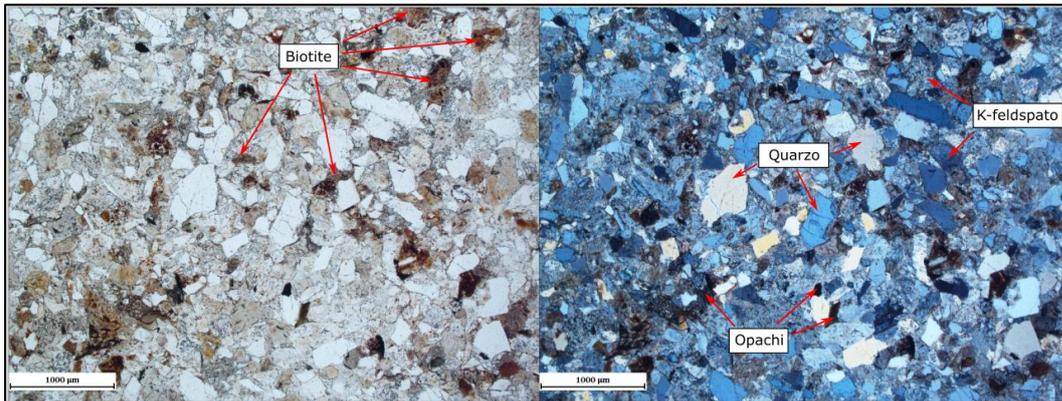


Figura 23: Fotografia della sezione sottile TS-3 a 2x di ingrandimento, sia a singolo polarizzatore che a polarizzatori incrociati.

Successivamente all'analisi petrografica delle sezioni sono state scattate diverse fotografie al microscopio al fine di proseguire lo studio tramite analisi d'immagine attraverso il software ImageJ. Per questo scopo è stata scelta una fotografia scattata ad ingrandimento 2x della sezione TS-1. A causa del ridotto contrasto cromatico tra pori e grani presenti è stato necessario separare i due diversi insiemi scontornando a mano sia tutti i pori sia ogni singolo clasto presente in foto (Figura 24).

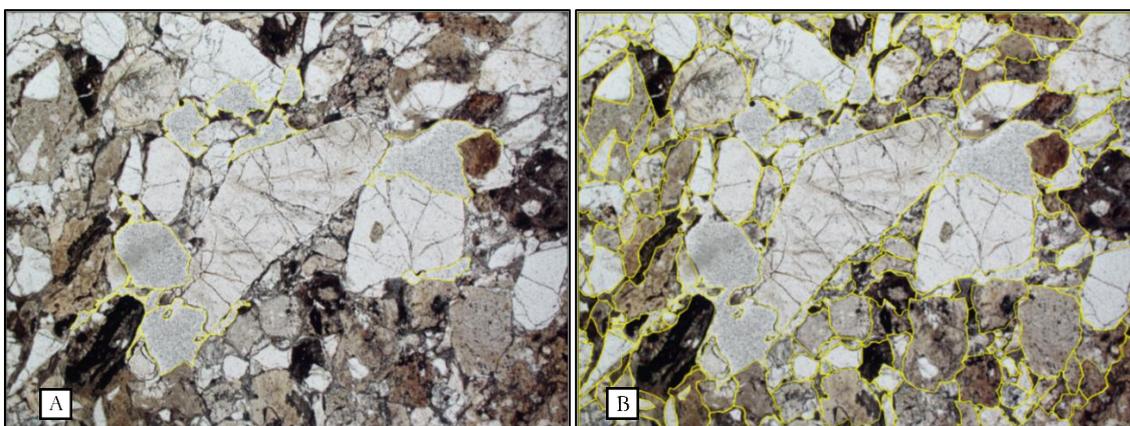


Figura 24: Fotografia utilizzata per l'analisi d'immagine tramite software ImageJ, a 2x di ingrandimento. (A) Pori scontornati. (B) Cristalli scontornati.

La relazione empirica che permette di stimare la permeabilità intrinseca del mezzo (K) a partire dalla sua porosità (ϕ) è definita attraverso il modello Kozeny-Carman. Oltre alla formulazione originale, negli anni sono state proposte diverse varianti (Torabi et al., 2008; Xu P. & Yu B., 2008; Del Sole & Antonellini, 2019). In questo lavoro ne vengono proposte tre ed i valori di K , ottenuti tramite formule differenti, sono distinti tra loro mediante la numerazione di seguito definita:

$$K' = (\phi^3)/(c * (1 - \phi)^2 * S^2)$$

$$K'' = B * \frac{\phi^3}{\tau^2 * S^2}$$

$$K''' = \frac{\phi^2}{c * F * S^2}$$

dove c è la costante di Kozeny, τ è la tortuosità del poro, F è il fattore di formazione, B è un fattore geometrico che tiene conto dell'irregolarità del poro, S è la superficie specifica dei pori, parametro che presenta una grande variabilità e che dipende dalla natura e dalle dimensioni delle particelle che costituiscono il materiale (Sanzeni et al., 2012). Può essere misurato direttamente oppure stimato; in questo lavoro il suo valore è stato ottenuto dividendo l'area totale dei pori per il volume del campione (Hussaini & Dvorkin, 2021). I valori c , τ , F e B si ricavano dalla letteratura.

Il software ImageJ ha permesso il calcolo dell'area di tutti i pori e di tutti i clasti presenti in foto. Considerando le dimensioni dell'immagine, vale a dire $5 \times 3,75$ mm, l'area totale (A_t) risulta valere:

$$A_t = (5 * 3,75) \text{ mm}^2 = 18,75 \text{ mm}^2$$

Il rapporto tra area dei vuoti totale

$$A_t(\text{vuoti}) = 1,54 \text{ mm}^2$$

ed A_t fornisce il valore di porosità (bidimensionale):

$$\phi = \frac{A_t(\text{vuoti})}{A_t} = \frac{1,54}{18,75} = 0,082 = 8,2 \%$$

L'area totale occupata dai clasti risulta valere, invece:

$$A_t(\text{grani}) = 17,36 \text{ mm}^2$$

Questo valore è leggermente sovrastimato, probabilmente a causa dell'eventuale sovrapposizione dei limiti dei grani durante lo scontornamento. Tale errore di misura risulta comunque accettabile ai fini dello studio.

Successivamente si considerano ogni clasto ed ogni poro come ellissoidali, approssimazione necessaria per riuscire a determinare l'area specifica dei pori (S); il programma stesso fornisce l'asse maggiore dell'ellisse che meglio approssima il poro o il grano.

La sommatoria di ogni area e di ogni volume fornisce i valori di area totale ($A_t(\text{ellissoidale})$) e di volume totale ($V_t(\text{ellissoidale})$) di entrambe le topologie di elementi, considerati ellissoidi.

In seguito, è possibile determinare la superficie specifica S, che in questo caso vale:

$$S = \frac{A_t(\text{pori ellissoidali})}{V_t(\text{pori ellissoidali}) + V_t(\text{grani ellissoidali})} = 5,66 * 10^2 \text{ m}^2$$

Dalla letteratura si assumono i seguenti parametri:

$$c = 5 \text{ in } K' \text{ e } c = 2 \text{ in } K'', B = 0,5; \tau = 5,2; F = 148,624; m = 2$$

Infine, è possibile calcolare la K grazie alle formule di Kozeny-Carman:

$$K' = 4,09 * 10^{-10} \text{ m}^2 = 4,15 * 10^2 D$$

$$K'' = 3,19 * 10^{-11} \text{ m}^2 = 32,3 D$$

$$K''' = 7,08 * 10^{-11} = 71,7 D$$

Si noti come i valori di permeabilità ottenuti tramite le formule di Kozeny-Carman superino di molto quelli considerati accettabili per delle arenarie a clasti sub-sferici e che questi risultino più elevati, rispetto a quelli ricavati mediante l'utilizzo del permeometro, di due ordini di grandezza nel primo calcolo e di un ordine di grandezza negli ultimi due. La differenza tra i risultati ottenuti attraverso le due metodologie è, quindi, sostanziale.

Discussione dei risultati del rilevamento

Come viene messo in evidenza dalla carta geologica prodotta (Allegato 1) e dallo stereonet comprendente tutti i dati strato misurati, l'area di Passo Rolle inclusa nei limiti del rilevamento è caratterizzata da una sostanziale tendenza monoclinale, dovuta ad un'immersione preferenziale degli strati diretta verso i quadranti settentrionali. La continuità laterale di tale tendenza è, però, interrotta da più strutture di tipo tettonico quali faglie dirette e trascorrenti. Tra queste spicca, per ovvie ragioni, la Linea di Passo Rolle. Questa faglia normale, associata ad altre strutture di ordine minore dirette anch'esse NNW-SSE, attraversa la maggior parte dell'area e costituisce attualmente il limite orientale dei porfidi del GVA; per questo motivo si ipotizza che la faglia abbia rimodellato una struttura più antica, di età permiana, W-immersa, che costituiva allora il limite del depocentro all'interno del quale si sono depositate le ignimbriti. Indicatori della cinematica normale dip-slip sono difficilmente riscontrabili sul campo, per via dei depositi glaciali e del detrito di versante presenti nell'area e a causa delle successive fasi tettoniche che possono aver obliterato tali evidenze. La cinematica è comunque chiaramente deducibile: la faglia ribassa sia le formazioni paleozoiche, in particolare il BEL rispetto alle AVG e queste rispetto al GVA, sia il triassico, situato esclusivamente a tetto, rispetto al permiano; ciò testimonia il fatto che la faglia abbia subito riattivazione anche nel Mesozoico. Come mostrato nella Sezione A-B (Allegato 2), in corrispondenza del passo è stata dedotta una seconda diramazione della faglia. L'immersione generale diretta verso N contrasta, infatti, col susseguirsi, da W verso E, della Formazione delle AVG, di quella a Bellerophon e del Membro di Siusi; questi contatti sono stati interpretati, quindi, come tettonici. Non sono stati reperiti dati inerenti al blocco contenuto tra i due piani di faglia; questo è stato quindi interpretato considerando il rigetto minimo necessario affinché risulti affiorante la Formazione a Bellerophon. L'entità dello spostamento, tuttavia, potrebbe essere facilmente maggiore.

Le strutture a cinematica inversa presenti nell'area mostrano un andamento nella loro direzione che va da ENE-WSW a NE-SE ed interessano indistintamente sia le rocce di età permiana che quelle di età triassica. Sono stati osservati sovrascorrimenti a vergenza sia NW che SSE, coerenti con le geometrie del thrust della Valsugana e del back-thrust del Cimon della Pala. Queste strutture di ordine inferiore possono quindi essere attribuite alle fasi compressive di età mio-pliocenica, la Fase Valsuganese e quella Schio-Vicenza, periodo in cui il campo di sforzi compressivi modifica la sua orientazione passando rispettivamente da una direzione NNW-SSE ad una WNW-ESE.

Anche le faglie trascorrenti misurate sono coerenti con questo regime di stress; risultano, infatti, essere dirette generalmente NW-SE. È possibile anche ipotizzare che queste abbiano ereditato strutture derivanti dalle fasi tettoniche pregresse e che abbiano svolto la funzione di svincolo strutturale, accomodando la deformazione provocata dal campo di sforzi compressivo.

Grazie al dataset raccolto lungo i tornanti della Strada Statale 50, dove affiora il contatto tra AVG e GVA (indicatori cinematici spesso difficilmente preservati), e all'andamento dei limiti in zona, caratterizzati da un probabile rigetto laterale, è stata dedotta la presenza di una struttura transtensiva diretta in maniera analoga rispetto alla Linea di Passo Rolle. Tale faglia non è stata collegata al lineamento principale per via dell'assenza di dati diretti che sostengano questa ipotesi, in particolare nell'area tra Cima Tognazza e i tornanti.

Allo stesso modo i treni di pieghe interni al Membro di Siusi e la grande anticlinale a S di Passo Rolle possono essere associati alle fasi compressive neogeniche, in quanto presentano assi di piega e piani assiali diretti circa NE-SW, coerenti con la geometria dei thrust presenti nell'area. Come mostrato in Sezione E-F (allegato 2), queste strutture plicative vengono interpretate come la causa delle anomalie negli spessori del Membro di Siusi e di Tesero-Mazzin, i quali risultano quasi raddoppiati in carta.

La permeabilità misurata attraverso il permeametro riporta un range di misure che vanno dagli 80 ai 5000 mD. Le maggiori variazioni riscontrate nei valori della K risultano essere dovute a grandi differenze di granulometria tra le facies delle AVG e al disturbo tettonico subito a causa delle due faglie normali presenti nell'affioramento. Le proprietà tessiturali dell'arenaria nell'immediato intorno della faglia risultano alterate per via della deformazione a cui sono state sottoposte e le mineralizzazioni sin-cinematiche, ove presenti, si comportano come una vera e propria membrana che abbassa la permeabilità ortogonalmente alla superficie di scivolamento. Differentemente, i valori ottenuti mediante le formule di Kozeny-Carman riportano valori più elevati di almeno un ordine di grandezza. Tali risultati non possono essere considerati accettabili, in quanto superano di molto i valori medi associati ad una arenite sostanzialmente indeformata. È quindi chiaro come quest'ultimo metodo sia rischioso da applicare a causa di una netta sovrastima della permeabilità che se ne ricava.

Conclusioni

Dall'analisi e dalla discussione dei risultati ottenuti grazie all'attività di rilevamento geologico è possibile concludere che:

- La sequenza stratigrafica dell'area di Passo Rolle presenta una tendenza monoclinale verso i quadranti settentrionali, disturbata unicamente da lineamenti tettonici e strutture plicative. Solo nella porzione più a nord è possibile ipotizzare la presenza di una grande struttura sinclinale; corroborare questa tesi, tuttavia, richiede un'analisi più approfondita.
- La Linea di Passo Rolle presenta scarse evidenze cinematiche in affioramento. Le cause di ciò sono da ricercare nei depositi glaciali e nel detrito di versante presenti; va considerata, in aggiunta, la possibilità che le faglie normali appartenenti al lineamento si siano riattivate durante l'orogenesi alpina. Tuttavia, la sua cinematica normale è facilmente comprensibile se si osserva il ribassamento subito a tetto dalla sequenza sedimentaria triassica. Tale faglia, inoltre, ribassa anche le formazioni di età permiana tra loro stesse e costituisce il limite dell'estensione areale dei depositi vulcanici del GVA. È evidente, quindi, come questa struttura fosse già attiva nel Permiano, durante il rifting di Pangea, e si sia ritattivata successivamente nel Triassico.
- Strutture compressive come sovrascorrimenti e pieghe dirette da ENE-WSW a NE-SW testimoniano come l'area abbia registrato anche la deformazione causata dalle fasi compressive neogeniche. In particolare, tali orientazioni sono ascrivibili al thrust della Valsugana e al back-thrust del Cimon della Pala. È probabile, quindi, che si siano nucleate durante le fasi neoalpine Valsuganese e Schio-Vicenza.
- Faglie trascorrenti interessano tutta l'area di studio e presentano una direzione generale NW-SE. È probabile che tali strutture abbiano accomodato gli sforzi compressivi generati durante la fase neoalpina. Tuttavia, la faglia presente lungo i tornanti della Strada Statale 50 è stata interpretata come transtensiva per via del dataset di misure raccolte e a causa del suo andamento perfettamente comparabile con la Linea di Passo Rolle.
- Lo studio della permeabilità della Formazione delle Arenarie della Val Gardena ha dimostrato come granulometria e deformazione risultino essere parametri fondamentali nel controllo dei valori di permeabilità. Ad una maggiore granulometria sono associati pori di dimensioni maggiori facilmente interconnessi tra loro. Viceversa, l'alterazione delle proprietà tessiturali in risposta al meccanismo deformativo a cui la roccia è stata sottoposta e le mineralizzazioni sin-cinematiche presenti, quali gradini di calcite, comportano una riduzione della permeabilità sullo specchio della faglia. Inoltre, confrontando i due metodi

utilizzati per il calcolo della K risulta evidente come tutte e tre le formule di Kozeny-Carman utilizzate tendano a sovrastimare i valori di permeabilità di almeno un ordine di grandezza, rivelandosi quindi, in questo caso, non affidabili.

In sintesi, l'intera area di Passo Rolle rappresenta un punto chiave all'interno del contesto orogenico del Sudalpino e delle Dolomiti, in quanto non solo ha registrato gli eventi deformativi estensionali di età permo-triassica, ma anche faglie e pieghe derivanti dai successivi regimi di sforzo compressivo di età neogenica. È chiaro, dunque, come in essa siano presenti tracce di buona parte dell'evoluzione della catena alpina.

Bibliografia

Bosellini A., 1996. La storia geologica delle Dolomiti. Athesia, Bolzano, 192 p.

Bosellini A., Gianolla P., Stefani M. (2003) – Geology of the Dolomites. Journal of International Geoscience, Episodes 2003; 26(3): 181-185. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2003/v26i3/005>

Castellarin A., Cantelli L., Fesce A. M., Mercier J. L., Picotti V., Pini G. A., Prosser G. & Selli L. (1992) – Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines. Annales Tectonicae, 4(1), 62-94. <https://hdl.handle.net/11368/2695851>

Castellarin A. & Cantelli L. (2000) - Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps. Journal of Geodynamics, 30 (2000), 251-274. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264370799000368>

Curzi M., Giuntoli F., Vignaroli G. & Viola G. (2023) - Constraints on upper crustal fluid circulation and seismogenesis from in-situ outcrop quantification of complex fault zone permeability. Sci Rep 13, 5548 (2023). <https://doi.org/10.1038/s41598-023-32749-4>

Curzi M., Zuccari C., Vignaroli G., Degl'Innocenti S. & Viola G. (2023) - Alpine transpression in the Passo Rolle area (Dolomites, Italy): new structural and paleostress constraints. <https://hdl.handle.net/11585/919894>

Del Sole L. & Antonellini M. (2019) - Microstructural, petrophysical, and mechanical properties of compactive shear bands associated to calcite cement concretions in arkose sandstone. Journal of Structural Geology 126 (2019) 51-68. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.05.007>

Doglioni C. & Bosellini A. (1987) – Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. Geologische Rundschau, 76/3, 735-754. https://www.researchgate.net/publication/250685299_Eoalpine_and_Mesoalpine_tectonics_in_the_Southern_Alps

Doglioni C. & Neri C. (1988) – Anisian tectonics in the Passo Rolle area. Rend. Soc. Geol. It., 11 (2000), 197-204, 6 ff. [https://www.researchgate.net/publication/261913165_Anisian_tectonics_in_the_Passo_Rolle_a
rea](https://www.researchgate.net/publication/261913165_Anisian_tectonics_in_the_Passo_Rolle_area)

Doglionni C. & Carminati E. (2008) - Structural styles & Dolomites field trip. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, v. 82 pp. 1-299.

https://www.researchgate.net/publication/261877800_Structural_styles_Dolomites_field_trip

Gradstein F., Agterberg F. P., Ogg J., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J., Huang Z. - A Mesozoic time scale. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 992 (B12):24051-24074.

https://www.researchgate.net/publication/248794983_A_Mesozoic_time_scale

Granot R. & Dymant J. (2015) - The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. Earth and Planetary Science Letters, 414 (2015), 156-163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.015>

Hussaini S. R. & Dvorkin J. (2021) - Specific surface area versus porosity from digital images. Journal of Petroleum Science and Engineering, 196 (2021) 107773.

<https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.108961>

Massironi M., Preto N., Zampieri D. (2006) - Note illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000, Tavola 45 III S. Martino di Castrozza.

http://www.protezionecivile.tn.it/binary/pat_protezione_civile/Cartografiageologica/5_SMCAS_TROZZA_NI_rid.1479285071.pdf

Sanzeni A., Grazioli D., Colleselli F. (2012) – Superficie specifica e applicabilità della formula di Kozeny-Carman per la stima della conducibilità idraulica delle terre. Rivista Italiana di Geotecnica, N.2/2012.

https://associazionegeotecnica.it/wp-content/uploads/2015/01/rig_2012_2_senzenigraziolicolleselli.pdf

Schmid S. M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K. (2008) - The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, volume 101, pages139–183 (2008).

<https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>

Torabi A., Fossen H., Alaei B. (2008) - Application of spatial correlation functions in permeability estimation of deformation bands in porous rocks. Journal of Geophysical Research, 113 B08208.

<https://doi.org/10.1029/2007JB005455>

Vignaroli G., Viola G., Diamanti R., Zuccari C., Garofalo P. S., Bonini S., Selli L. (2020) - Multistage strain localisation and fluid-assisted cataclasis in carbonate rocks during the seismic cycle: Insights from the Belluno Thrust (eastern Southern Alps, Italy). Journal of Structural Geology, 141 (2020), 104216.

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104216>

Viola G., Mancktelow N.S., Seward Diane. (2001) - Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: New structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps). Tectonics, Volume 20, Issue 6, 2001, Pages 999-1020.

<https://doi.org/10.1029/2001TC900021>

Xu P. & Yu B. (2008) - Developing a new form of permeability and Kozeny–Carman constant for homogeneous porous media by means of fractal geometry. *Science Direct, Advances in Water Resources* 31 (2008) 74–81. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.06.003>

Zuccari C., Vignaroli G., Viola G., (2021) - Geological map of the San Donato – Costa Thrust Zone, Belluno Thrust System, eastern Southern Alps (northern Italy). *Journal of Maps*, 17:2, 337-347. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1946444>

Zuccari C., Viola G., Curzi M., Aldega L., Vignaroli G. (2022) - What steers the “folding to faulting” transition in carbonate-dominated seismic fold-and-thrust belts? New insights from the Eastern Southern Alps (Northern Italy). *Journal of Structural Geology*, 157 (2022), 104560. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104560>