

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 e analisi della  
deformazione fragile dell'area di Passo Rolle

Candidata:  
Sara Degl'Innocenti

Relatore:  
Prof. Giulio Viola

---

---

Sessione Ottobre 2022  
Anno Accademico 2022-2023

# Indice

Riassunto .....	1
Introduzione .....	3
Inquadramento Geologico.....	3
Inquadramento dell'area di studio.....	6
Inquadramento geografico e geomorfologico .....	6
Inquadramento geologico e strutturale .....	7
La Linea di Passo Rolle .....	10
Risultati del rilevamento geologico .....	10
Approfondimento tematico: analisi della deformazione fragile .....	16
Discussione dei risultati di inversione .....	21
Conclusioni .....	24
Allegati.....	25
Bibliografia .....	29

## Riassunto

Questo elaborato presenta e discute le osservazioni da me svolte durante il rilevamento geologico dell'area di Passo Rolle per il corso "Campo geologico", compilate in una carta geologica corredata di due sezioni geologiche, e alcune ricostruzioni del paleosforzo elaborate a partire dall'evidenza mesostrutturale della deformazione fragile che caratterizza l'area. Queste analisi consentono una migliore comprensione della sequenza litostratigrafica permo-triassica delle Dolomiti e forniscono informazioni sull'evoluzione strutturale della zona.

La stratigrafia affiorante rappresenta un intervallo temporale che si estende dal Permiano, con l'evento magmatico che mise in posto il Piastrone Porfirico Atesino, al Permiano superiore, con le Arenarie di Val Gardena e la Formazione a Bellerophon, fino al tetto del Triassico inferiore, con la Formazione di Werfen, divisa in nove membri.

Dal punto di vista stratigrafico e paleoambientale, questa sequenza registra il passaggio graduale da un ambiente continentale caratterizzato da evaporiti e facies marine transizionali fino a depositi di mare poco profondo. La successione analizzata affiora diffusamente anche in altre parti delle Dolomiti e testimonia la tendenza trasgressiva marina della Tetide durante un processo regionale di rifting e subsidenza del macro-continente Pangea.

Dalla cartografia della zona si evince un'immersione degli strati generalmente monoclinica verso i quadranti settentrionali. La sequenza, tuttavia, è tagliata da un fascio di faglie normali subverticali orientate NNW-SSE che ribassano le unità triassiche ad est rispetto alle unità permiane ad ovest. Queste strutture appartengono alla Linea di Passo Rolle, una faglia plurichilometrica che da Passo Rolle si allunga acquistando rigetto verso sud, fino ad essere tagliata dal Sovrascorrimento neogenico della Valsugana. La faglia di Passo Rolle si localizzò inizialmente nel Permiano, durante il processo di rifting di Pangea, ed è stata successivamente riattivata più volte nel Mesozoico e nel Cenozoico. Dalla carta e dalle sezioni geologiche prodotte risulta evidente tale riattivazione, dato che le faglie misurate dislocano non soltanto le unità permiane, ma anche la Formazione del Werfen di età triassica. Sulla base di dettagliate analisi mesostrutturali sono state identificate almeno due fasi deformative che hanno coinvolto l'area di rilevamento: una transpressiva con direzione di raccorciamento principale orientata NNW-SSE ed una successiva sempre compressiva orientata WNW-ESE. Il software Wintensor ha permesso una ricostruzione quantitativa dei regimi dei paleosforzi che hanno dato origine alle diverse famiglie di faglie, sia in termini di tensore di stress ridotto che di magnitudo relativa.

Conoscendo la deformazione post-collisionale neoalpina che ha caratterizzato il settore orientale delle Alpi Meridionali e sulla base delle osservazioni durante il rilevamento geologico, è stato possibile collegare le evidenze di transpressione e compressione misurate con le fasi deformative Valsuganese (Miocene) e Schio-Vicenza (Messiniano-Pliocene) che presentano orientazioni degli assi di sforzo principali rispettivamente NNW-SSE e WNW-ESE. Pertanto, l'area di Passo Rolle rappresenta un

esempio non soltanto di tettonica paleozoica e mesozoica, ma registra anche l'articolata polifasicità dell'orogenesi alpina.

## Introduzione

Obiettivo principale di questo elaborato è la mappatura e la caratterizzazione geologico-strutturale dell'area di Passo Rolle (Tn) ed il suo inquadramento nel più ampio contesto delle Alpi Meridionali orientali. Nonostante il ruolo rilevante che l'area di Passo Rolle riveste nella comprensione dell'evoluzione geologica e geodinamica delle Alpi Meridionali orientali (Doglioni, 1987), gli studi sulla zona sono scarsi e l'unica carta geologica moderna di riferimento è la Tavola n°45 III "San Martino di Castrozza" alla scala 1:25.000 a cura del servizio geologico della Provincia Autonoma di Trento (2006).

Le litologie affioranti nell'area di rilevamento geologico coprono una finestra temporale che va dal Permiano inferiore con il Piastrone Porfirico Atesino fino al tetto del Triassico inferiore (Massironi et al., 2006) con la Formazione di Werfen.

Elemento peculiare dell'areale di studio è il fascio di faglie normali appartenenti alla Linea di Passo Rolle, una struttura regionale polifasica (Doglioni & Neri, 1988; Massironi et al., 2006) orientata NNW-SSE. Per questo motivo, e al fine di coordinare e incrociare i dati degli altri gruppi del campo geologico, la zona di rilevamento copre in maniera longitudinale questa faglia.

Dall'elaborazione dei dati geometrici e cinematici di faglie e fratture raccolti in campo è stato possibile vincolare in maniera quantitativa ed analitica il possibile campo di sforzo che ha generato tale deformazione fragile, correlandolo ulteriormente alle fasi tettoniche che hanno agito su scala regionale.

## Inquadramento Geologico

Le Alpi Meridionali orientali fanno parte del dominio sud-vergente dell'orogene Alpino. Originano dalla collisione continentale principalmente cenozoica (Schmid et al., 2004) tra la placca Europea, in subduzione, e la micro-placca Adriatica di pertinenza africana e sono delimitate a nord dalla Linea Insubrica (o Periadriatica) e a sud dal Sovrascorrimento del Montello (Fig. 1).

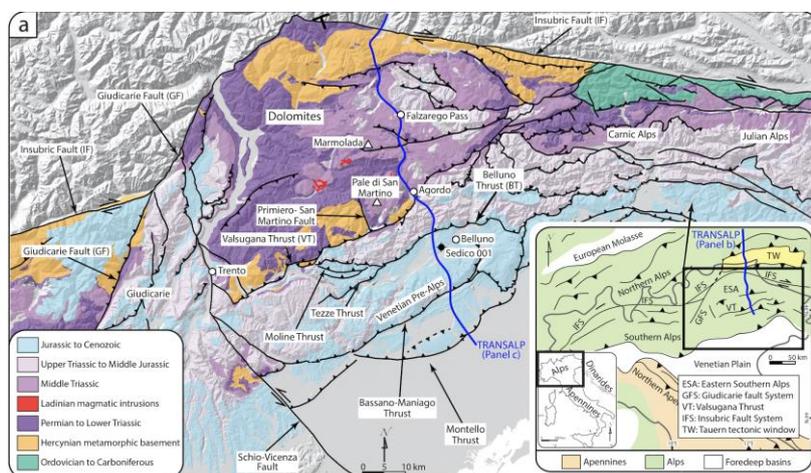


Figura 1: Rappresentazione schematica delle Alpi Meridionali orientali, delimitate dalla Linea delle Giudicarie ad ovest, dalla Linea Insubrica a nord e dal Thrust del Montello a sud (immagine cortesia di Manuel Curzi).

Il Lineamento Periadriatico è una struttura trascorrente destra di età neogenica che separa il Dominio Sudalpino dalle falde di ricoprimento Austroalpine (Schmid et al., 2004) e, più in generale, il dominio alpino N-vergente settentrionale dal settore S-vergente meridionale (Castellarin & Cantelli, 2000). Il Sovrascorrimento del Montello separa invece la Molassa Veneta dalla copertura Sudalpina e fa parte di un fascio di sovrascorrimenti SE-vergenti formati in sequenza da nord verso sud (Benedetti et al., 2000).

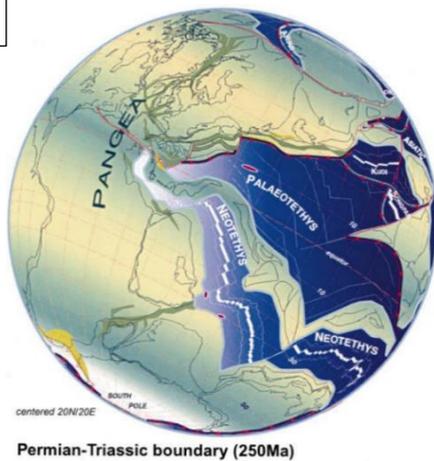
Ad ovest, le Alpi Meridionali orientali sono delimitate dalla Linea delle Giudicarie, una rampa con direzione NNE-SSW che raccorda i rami occidentale ed orientale della Linea Insubrica e che svincola la deformazione subita dal dominio alpino sud-occidentale da quella del sud-orientale (Castellarin et al., 2006).

Durante il Permiano superiore il macro-continente Pangea venne caratterizzato da una fase di instabilità tettonica causata dall'apertura e progressiva propagazione da est verso ovest dell'oceano Neotetide (Fig. 2A; Stampfli & Borel, 2002). Il basamento cristallino paleozoico, caratterizzato da metamorfismo varisco in facies scisti verdi (Sassi & Zirpoli, 1989; Sassi et al., 2004; Filladi di Bressanone e Porfiroidi del Comelico nei pressi dell'area di studio) subì dunque un processo di distensione e rifting che portò alla formazione di un assetto tettonico ad horst e graben (Massironi et al., 2006). I depocentri erano separati dagli alti strutturali da faglie normali orientate N-S (Bosellini & Doglioni, 1986), tra cui la Linea di Passo Rolle (Selli, 1988). In questo contesto, il basamento cristallino più antico venne intruso da corpi magmatici permiani di composizione variabile (Marocchi et al., 2008) e i bacini di neoformazione furono colmati da potenti depositi di vulcaniti calcocaline (Barth, 1994) denominate Piastrone Porfirico Atesino.

Al limite Permo-Triassico, con l'avanzare dell'ingressione marina (Fig. 2B) verso ovest, si susseguirono nel tempo la deposizione di (Bosellini & Hsu, 1973; Massari & Neri, 1997):

- i) Una facies continentale semiarida (red beds), con le Arenarie di Val Gardena (Lopingiano) prodotte dallo smantellamento ed erosione delle unità sottostanti del Piastrone Porfirico Atesino e del basamento cristallino (Massironi et al., 2006);
- ii) Una facies evaporitica di sabkha e transizionale marina, con la Formazione a Bellerophon (Lopingiano);
- iii) Una facies di mare poco profondo che nel Triassico Inferiore si manifesta nell'articolata Formazione di Werfen (Changhsingiano, Induano e Olenekiano).

A



B

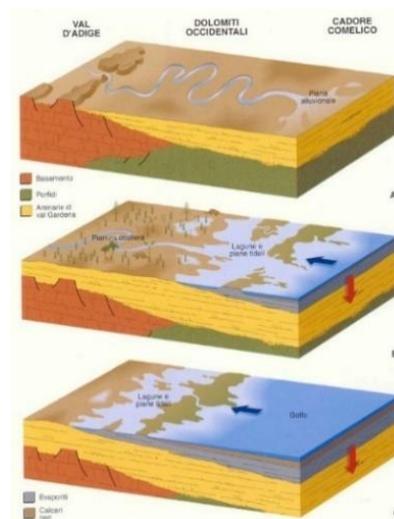


Figura 2: (A) L'apertura di Neotetide al limite Permo-Triassico (Stampfli & Borel, 2002); (B) distribuzione paleoambientale permo-triassica durante l'ingressione marina (Bosellini, 1996).

Nel Triassico Medio, una fase tettonico-vulcanica Ladinica (Bosellini et al., 2003) generò i centri vulcanici di Predazzo e dei Monzoni e numerosi dicchi a composizione mafica che tagliarono la stratigrafia precedente (Castellarin et al., 1982). La tettonica di rifting medio-triassica formò una batimetria articolata con bacini subsidenti e blocchi rialzati, dove si instaurarono in maniera eteropica rispettivamente depositi di mare profondo, la Formazione di Livinallongo, e le potenti piattaforme carbonatiche della Dolomia dello Sciliar (Bosellini & Hsü, 1973; Bosellini et al., 2003).

Nel Giurassico, contestualmente all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (Bosellini et al., 2003), le grandi strutture permo-triassiche orientate N-S furono utilizzate da una fase transtensiva che formò profondi depocentri alternati ad alti strutturali (Fig. 3).

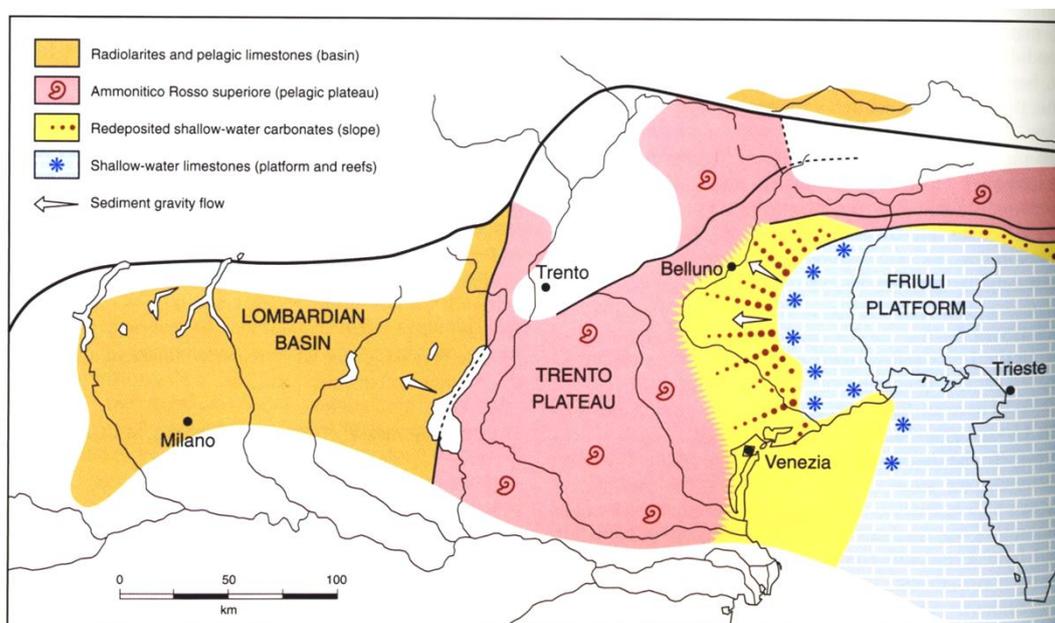


Figura 3: Rappresentazione schematica delle Alpi Meridionali nel Giurassico e la loro configurazione morfologica ad horst e graben. Da sinistra a destra: Bacino Lombardo, Plateau di Trento, Bacino di Belluno, Piattaforma del Friuli (Bosellini, 1996).

L'orogenesi delle Alpi Meridionali ebbe inizio nel Cretaceo superiore, in una fase pre-collisionale detta eoalpina, proseguì nell'Eocene, con la fase collisionale detta mesoalpina, ed infine vide una fase

post-collisionale detta nealpina tardo oligocenica-neogenica (Doglioni & Bosellini, 1987; Castellarin et al., 2006). L'apertura dell'Oceano Atlantico invertì il movimento tra le placche Africana ed Eurasiatica, portando alla migrazione di Africa verso nord-est (Ziegler, 1988; Castellarin & Cantelli, 2000) contestualmente alla subduzione della crosta oceanica Tetidea e successivamente alla collisione continentale con Europa. La dinamica compressiva si manifestò in sistemi di sovrascorrimenti sud-vergenti e retroscorrimenti associati che crearono pop-up ed esumarono rocce profonde (Doglioni, 1987). Le Dolomiti, inclusa l'area di Passo Rolle, formano un grande sinclinorio delimitato a sud dal Sovrascorrimento della Valsugana e a nord dalla Linea nord-vergente di Funes (Fig. 4) (Bosellini et al., 2003).

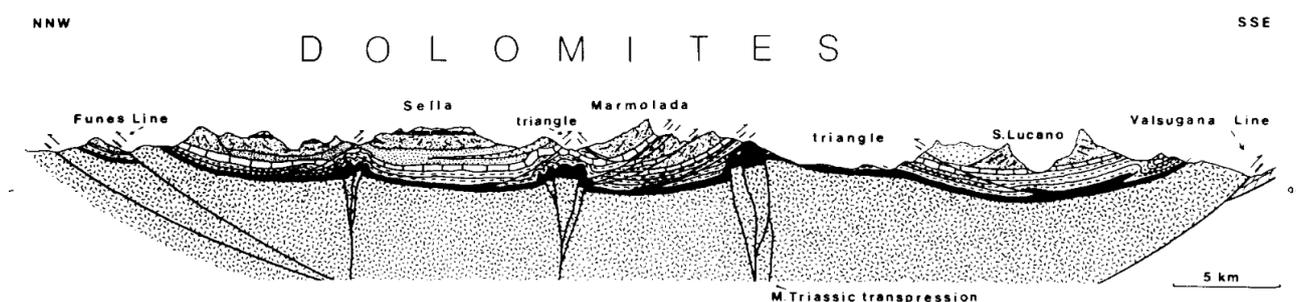


Figura 4: Sezione NNW-SSE rappresentante il grande sinclinorio delle dolomiti, delimitato a sud dal Thrust della Valsugana e a nord dal retroscorrimento di Funes (Doglioni, 1987).

La fase post-orogena nealpina si articolò in tre fasi distinte, che corrispondono a (Castellarin & Cantelli, 2000):

- Fase Dinaride, attiva durante il Paleogene, con orientazione dello stress compressivo NE-SW;
- Fase Valsuganese o Giudicariense, di età miocenica, con orientazione dello stress compressivo NNW-SSE;
- Fase Schio-Vicenza, risalente al limite Messiniano-Pliocene, in cui la compressione era orientata WNW-ESE.

La variazione del campo di sforzi nel tempo riflette la dinamica di indentazione del promontorio Adriatico contro la placca Europea (Castellarin & Cantelli, 2000).

## Inquadramento dell'area di studio

### Inquadramento geografico e geomorfologico

Il valico di Passo Rolle (Tn) è compreso tra la Catena del Lagorai ad ovest e le Pale di San Martino (quota massima 3175 m) ad est e collega la Valle del Primiero (nota anche come Valle del Cison) con la Val di Fiemme. Sulla Linea di Passo Rolle, orientata essenzialmente NNW-SSE, si imposta la Valle del torrente Cison.

A seguito di una campagna di rilevamento durata cinque giorni è stata mappata un'area con un'estensione di 3.13 km<sup>2</sup> che attraversa longitudinalmente con direzione NNW-SSE Passo Rolle da Malga Iuribello a nord a Ponte delle Fosse a sud (Fig. 5). Il settore settentrionale della zona, a quote più alte, costituisce la testata della Valle del Cismon ed è in gran parte coperto da depositi risalenti all'ultimo massimo glaciale (Massironi et al., 2006) e detrito di versante proveniente dal Monte Castellazzo e dalle Pale di San Martino. Il dominio meridionale corrisponde invece ad una valle fluviale incisa che degrada dolcemente verso sud in direzione di San Martino di Castrozza.



*Figura 5: Ortofoto dell'areale di rilevamento (in rosso).*

## Inquadramento geologico e strutturale

La sequenza litostratigrafica affiorante nell'area si estende dal Permiano fino al tetto del Triassico inferiore (Massironi et al., 2006) (Fig. 6). Sul basamento paleozoico, rappresentato dalla Formazione di Bressanone, poggia con limite inconforme (Massironi et al., 2006) il Piastrone Porfirico Atesino, una potente unità prevalentemente ignimbratica datata 276-268 Ma (D'Amico et al., 1980). Il deposito vulcanoclastico riempì un depocentro tettonico di estensione superiore a 2000 km<sup>2</sup>, formatosi nel contesto geodinamico distensivo permiano già menzionato. Dall'erosione di questa unità in ambiente di piana alluvionale semiarida (Massari & Neri, 1997) originarono le Arenarie di Val Gardena, una

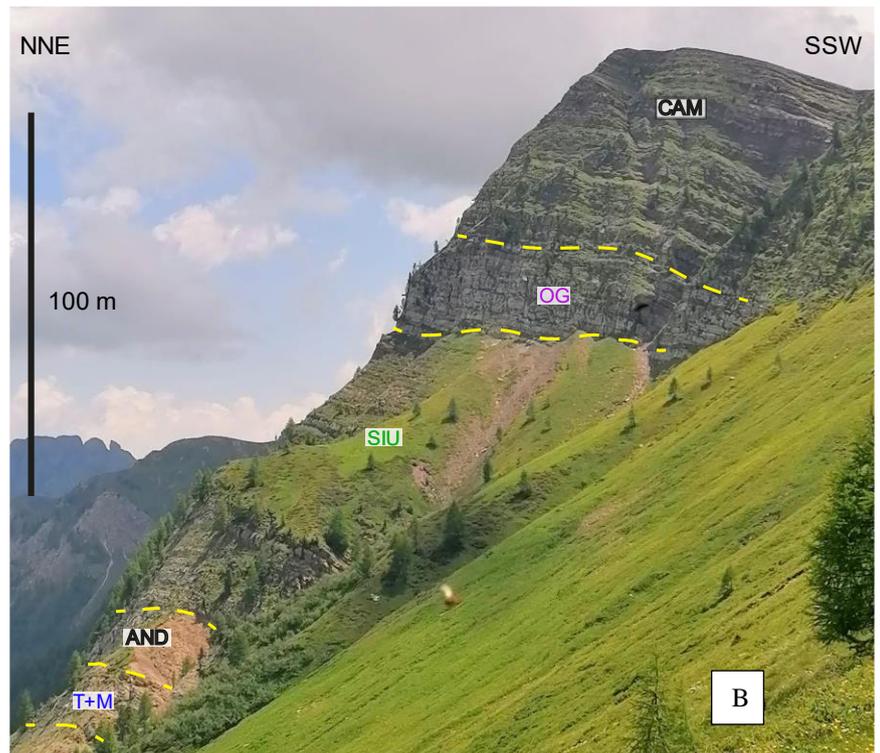
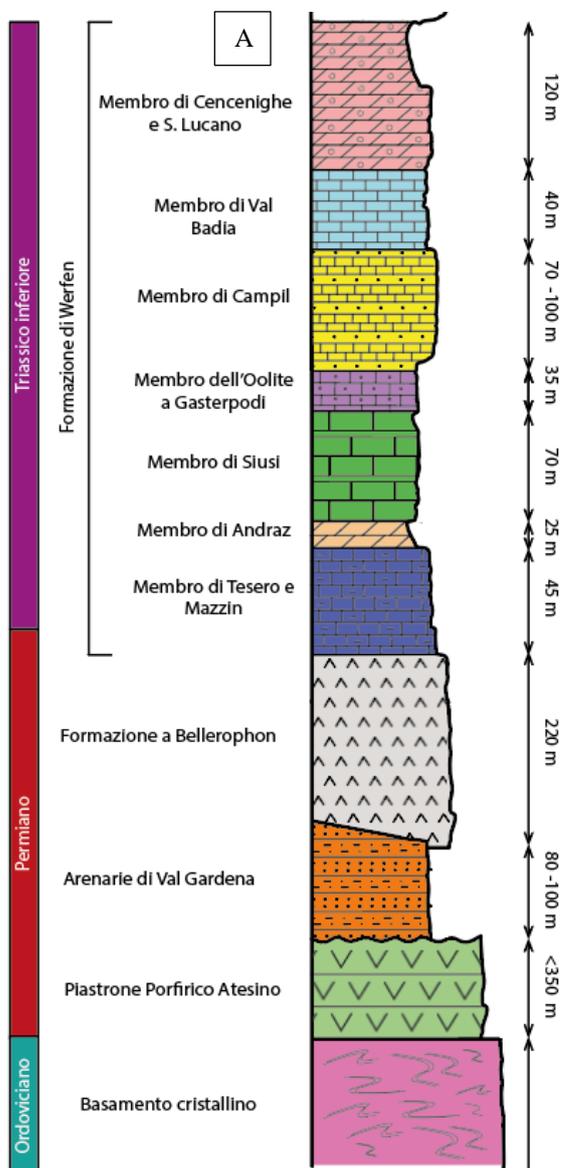


Figura 6: (A) Colonna stratigrafica della sequenza affiorante nella zona di Passo Rolle; (B) affioramento della Formazione di Werfen dai Membri di Tesero e Mazzin (T+M) al Membro di Campil (CAM) presso Passo Valles.

formazione sedimentaria di età lopingiana che poggia in maniera discordante rispetto al Plastrone Porfirico Atesino. Nel contesto di trasgressione marina permo-triassica dovuto alla subsidenza tettonica (Massari & Neri, 1997) precedentemente descritta, si depositò in eteropia la Formazione a Bellerophon (Changhsingiano), un'unità evaporitico-transizionale che registra il passaggio da ambiente di sabkha costiera a quello marino marginale poco profondo (Massari et al., 1994). Sempre in continuità stratigrafica, tra il tetto del Permiano superiore e il tetto del Triassico inferiore si depositò la Formazione di Werfen (Broglia Loriga et al., 1983). Questa unità mista è costituita da più litotipi a grado variabile di componente carbonatica e silicostatica e per questo motivo è suddivisa in nove membri (Massironi et al., 2006): il Membro di Tesero, il Membro di Mazzin, il Membro di Andraz, il Membro di Siusi, il Membro dell'Oolite a Gasteropodi, il Membro di Campil, il Membro di Val Badia, il Membro di Cencenighe ed infine il Membro di San Lucano. Nella maggior parte dei casi i litotipi appartenenti alla Formazione di Werfen sono riconducibili ad ambienti di rampa mediana-interna o di spiaggia sommersa con un variabile apporto terrigeno (Neri, 1981; Broglia Loriga et al., 1983; De Zanche et al., 1993). Solo il Membro di Andraz si distingue da questa tendenza trasgressiva generale, essendosi formato in un ambiente di piana alluvionale distale (Broglia Loriga et al., 1983; Broglia Loriga et al., 1990). Il limite superiore del Membro di San Lucano è erosivo con il Complesso

Anisico Indifferenziato (Massironi et al., 2006), affiorante presso il Monte Castellazzo, e coincide con il tetto dell'Olenekiano (Triassico inferiore). La sequenza appena descritta, dal basamento paleozoico alla copertura sedimentaria permo-triassica, è intrusa da numerosi dicchi basici attribuiti al magmatismo Ladinico (Massironi et al., 2006). Considerando la composizione da trachibasaltica a trachandesitica e l'orientazione della maggior parte dei dicchi N-S e NNW-SSE, è stato possibile correlare tali intrusioni al complesso di Predazzo (Massironi et al., 2006).

L'area di Passo Rolle, e di San Martino di Castrozza in generale, appartiene blocco di tetto dell'importante Sovrascorrimento della Valsugana, di età miocenica (Doglioni, 1987). La faglia, con direzione ENE-WSW, è stata sfruttata per il raccorciamento post-collisionale neoalpino e si imposta su una paleofaglia normale permiana (Selli, 1998). Questo lineamento, infatti, rappresentò il limite meridionale del bacino in cui si depositarono le ignimbriti del Piastrone Porfirico Atesino (Massironi et al., 2006). Nel contesto tettonico compressivo miocenico, invece, la faglia ha portato a giorno il basamento paleozoico (come, ad esempio, presso Agordo) sopra le coperture sedimentarie mesozoiche, a differenza delle altre strutture da raccorciamento neogeniche (Massironi et al., 2006). Mentre nella sua porzione più orientale il Sovrascorrimento della Valsugana si imposta su livelli litostratigrafici meccanicamente deboli (le evaporiti della Formazione a Bellerophon, il tetto e il letto della Dolomia Principale e i calcari marnosi pelagici cretaci), nel dominio occidentale la struttura permette l'affioramento delle Filladi di Bressanone e i Porfiroidi del Comelico (Bosellini & Doglioni, 1986). Tale rigetto apparentemente differenziale è stato spiegato con l'influenza della morfologia giurassico-cretacica pregressa, nella fattispecie la presenza del Plateau di Trento e del Bacino di Belluno (Bosellini & Doglioni, 1986).

Ascrivibili alla deformazione Valsuganese miocenica sono ulteriori elementi che caratterizzano l'area di Passo Rolle, quali il basculamento diffuso verso NNW del Piastrone Porfirico Atesino (Massironi et al., 2006) ed il retroscorrimento NW-vergente del Cimon della Pala (Doglioni & Neri, 1988). Il Sovrascorrimento della Valsugana e questo back-thrust, associato (Fig. 7) rappresentano un sistema analogo al grande sinclinorio delle Dolomiti (Fig. 4).

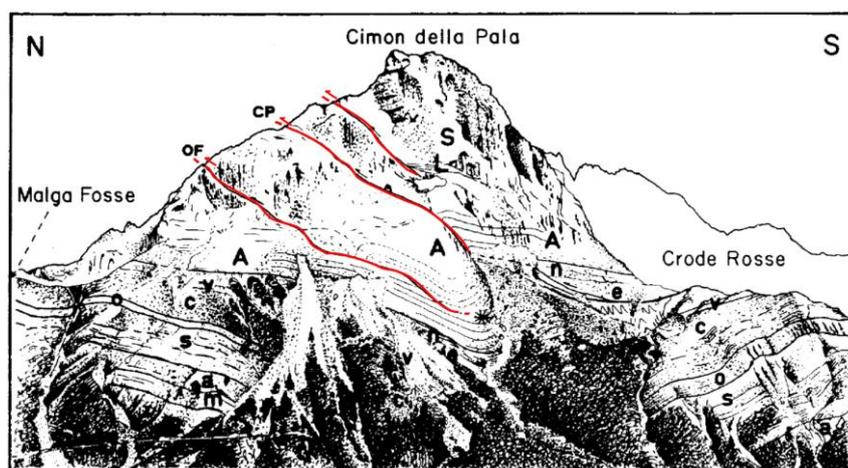


Figura 7: Sketch del fianco ovest del Cimon della Pala. In rosso sono evidenziati i back-thrust. Legenda: m=Membro di Mazzin, a=Membro di Andraz, s=Membro di Siusi, o=Membro dell'Oolite a Gasteropodi, c=Membro di Campil, v=Membro di Val Badia, e=Membro di Cencenighe, n=Membro di S. Lucano (Doglioni & Neri, 1988)

## La Linea di Passo Rolle

Sicuramente il lineamento più importante ed evidente a livello locale è la Linea di Passo Rolle, una faglia normale subverticale che mette a contatto lateralmente le ignimbriti permiane della Catena del Lagorai con la sequenza carbonatica mesozoica delle Pale di San Martino (Massironi et al., 2006). La valle del torrente Cismon si imposta proprio su questo lineamento plurichilometrico dalla complessa e polifasica storia deformativa (Doglioni, 1987). La faglia, orientata NNW-SSE si estende da Passo Rolle e si allunga acquistando rigetto verso sud a Fiera di Primiero, fino ad essere tagliata dal Sovrascorrimento della Valsugana neogenico (Massironi et al., 2006).

Durante il Permiano la faglia del Passo Rolle rappresentò il limite orientale del grande depocentro vulcanico atesino (Massari, 1988; Selli, 1998); infatti, sulla sinistra idrografica del torrente Cismon, ovvero sull'antico alto strutturale, la potenza del Piastrone Porfirico Atesino è esigua rispetto al settore occidentale (Massironi et al., 2006). La tettonica distensiva mesozoica riattivò nuovamente la faglia, invertendo il movimento relativo dei blocchi di tetto e letto (Massironi et al., 2006). Lungo la Linea di Passo Rolle si localizzò quindi il ribassamento della copertura sedimentaria permo-triassica rispetto alle ignimbriti permiane, creando il Bacino di Belluno e l'Alto di Trento (Doglioni, 1987) (Fig. 3).

È proprio quest'ultima morfologia mesozoica che ha influenzato l'apparente rigetto differenziale attestato da SW verso NE lungo il Sovrascorrimento della Valsugana (Bosellini & Doglioni, 1986).

È stato ipotizzato che la compressione alpina neogenica abbia riattivato ulteriormente le strutture locali normali associate alla Linea di Passo Rolle in un'ottica trascorrente (Massironi et al., 2006).

## Risultati del rilevamento geologico

Sulla base dell'inquadramento geologico e strutturale appena descritto, si rende particolarmente evidente l'importanza che l'area rilevata ricopre nella caratterizzazione e mappatura di dettaglio della Linea di Passo Rolle e della sequenza permo-triassica affiorante.

Dalla carta geologica prodotta (Allegato 1) si può osservare come la sequenza dei litotipi affioranti sia da più antica a sud-ovest a più recente verso nord-est: il Piastrone Porfirico Atesino (POR) permiano, infatti, affiora sul versante orientale di Cima Tognazza e nel quadrante sud-occidentale della zona, mentre il Membro di Val Badia (VALB) di età olenekiana affiora nella porzione più a nord-est e a quote più alte.

Questa osservazione generale della sequenza permo-triassica è confermata dall'andamento monoclinale da N a NE-immerso a basso angolo misurato durante il rilevamento geologico (Fig. 8).

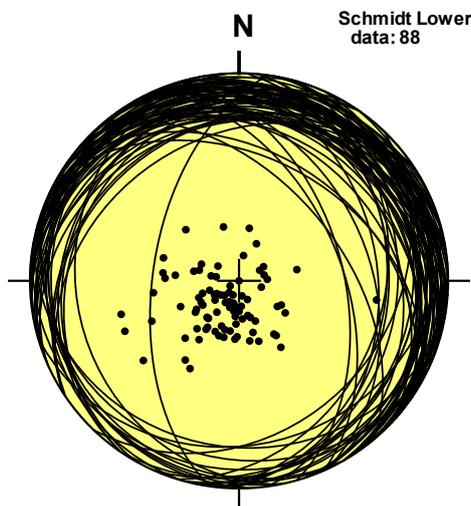


Figura 8: Stereonet della distribuzione delle giaciture di strato misurate nell'area rilevata (proiezione di Schmidt).

Nel dettaglio, la sequenza stratigrafica del substrato mappata, dal membro più antico al più recente, è la seguente:

- Piastrone Porfirico Atesino (Permiano inferiore, Sakmariano) - POR: si tratta di ignimbriti riolitiche composte da fenocristalli spesso fratturati di quarzo, feldspato e biotite dispersi in una pasta di fondo rossa, con abbondanti fiamme. Sono stratificate in bancate e presentano fissurazione colonnare (Fig. 9). Data l'elevata competenza e potenza della formazione, affiorano spesso formando pareti subverticali di decine di metri di altezza. Il limite superiore con le Arenarie di Val Gardena è discordante ed erosivo;

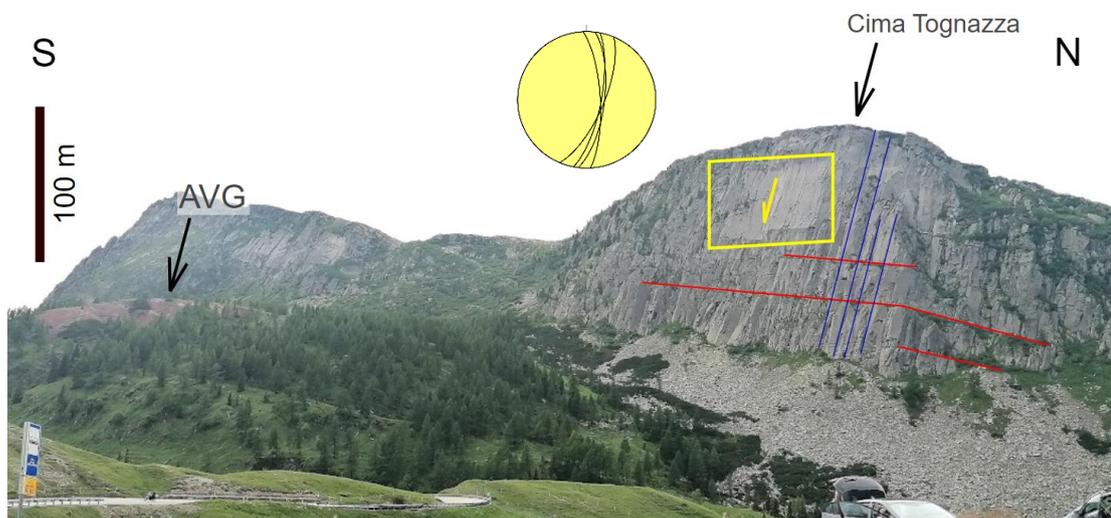


Figura 9: Fianco sudorientale di Cima Tognazza vista da Malga Fosse di Sopra. In rosso sono evidenziati i giunti di strato del Piastrone Porfirico Atesino, in blu le fessurazioni colonnari e in giallo il vistoso piano di faglia normale che ha portato al ribassamento delle Arenarie di Val Gardena (AVG) a tetto rispetto ai porfidi. Nello stereonet sono raffigurati i piani di faglia misurati tramite traguardazione.

- Arenarie di Val Gardena (Permiano superiore, Lopingiano) - AVG: è una formazione sedimentaria terrigena la cui potenza è variabile ma stimata intorno agli 80-100 m ed il limite con la Formazione a Bellerophon sovrastante è graduale in eteropia. Sono composte da conglomerati, areniti, siltiti e argilliti di colorazione rossa. I clasti che le compongono sono per lo più frammenti di cristalli di quarzo, feldspato e biotite, riconducibili al Piastrone

Porfirico Atesino. Presentano molto spesso stratificazione incrociata, a scala da centimetrica a decimetrica, tracce di canalizzazione e superfici erosive;

- Formazione a Bellerophon (Permiano superiore, Lopingiano) - BEL: Si tratta di un'unità evaporitico-carbonatica depostasi in eteropia con le Arenarie di Val Gardena. Il limite superiore con la Formazione di Werfen è netto e la potenza di questo litotipo, seppur di difficile misura a causa dell'elevata erodibilità e deformabilità, è stimata intorno ai 200 m. È suddivisa in due membri: la facies fiammazza basale è composta da gessi, dolomie cariate, calcari grigi marnosi e dolomie scure, la facies badiota superiore è composta invece da calcari neri (wackestone-packstone). In aree vegetate la sua presenza può essere inferita dalla morfologia a doline;
- Formazione di Werfen: questa unità è un'articolata successione di depositi carbonatici, terrigeni e misti varicolori di ambiente di piattaforma. Data la sua variabilità, è stato suddiviso in nove membri, sette dei quali sono affioranti nella nostra area di rilevamento:
  - o Membro di Tesero e Mazzin (Permiano superiore-Triassico inferiore, Changsingiano-Induano) - T + M: questi due membri basali sono stati accorpati data l'esigua potenza dell'orizzonte di Tesero (5 m) e la somiglianza nei litotipi. Il contatto tra i due membri è graduale e la potenza cumulativa è di 45 m. Il contatto con il Membro di Andraz sovrastante è netto. Sono calcareniti grigio scuro e calcari marnosi grigio-verdastre in strati da centimetrici a decimetrici. Il membro di Mazzin presenta fauna poco differenziata a bivalvi del genere *Claraia* e brachiopodi del genere *Lingula*;
  - o Membro di Andraz (Triassico inferiore, Induano) - AND: questo membro spesso non affiora a causa dell'elevata erodibilità dei litotipi che lo compongono, ma la sua presenza può essere dedotta da correlazioni stratigrafiche e nicchie di distacco. Il limite superiore con il Membro di Siusi è netto e ha una potenza di 25 m. È composto da marne e areniti rosse e a tratti giallastre intervallate da livelli siltoso-argillosi laminati;
  - o Membro di Siusi (Triassico inferiore, Induano) - SIU: rappresenta il membro più variabile della Formazione di Werfen, ha una potenza di 70 m ed il limite con il sovrastante Membro dell'Oolite a Gasteropodi è netto. I litotipi che lo compongono sono molto variabili e in generale si osserva un aumento della componente terrigena rispetto alla carbonatica dalla parte bassa del membro a quella più alta. Nei livelli più basali è composto da calcari e marne grigie alterate in gialle in strati e banchi metrici ed è ricco in fossili di bivalvi del genere *Claraia* e *Unionites* e lumachelle. Nella parte superiore invece si identificano calcari marnosi rosati, gialli e verdastri e siltiti rosse;
  - o Membro dell'Oolite a gasteropodi (Triassico inferiore, Induano) - OG: facilmente riconoscibile in affioramento grazie alle pareti verticali che forma, questo livello presenta un limite con il superiore Membro di Campil graduale e una potenza di 40 m.

- Si tratta di calcari micritici e calcareniti scure da grigio-verdastre a marroni in strati da centimetrici a decimetrici con intercalazioni siltitiche rosse laminate. Il contenuto fossilifero più comune sono gasteropodi microscopici e bivalvi del genere *Unionites*;
- Membro di Campil (Triassico inferiore, Olenekiano) - CAM: questo membro, con una potenza stimata tra 70-100m e limite superiore con il Membro di Val Badia graduale, è facilmente riconoscibile perché composto da siltiti rosse micacee e quarzifere fittamente laminate. Altri caratteri diagnostici sono la presenza di ripple marks, mud-cracks, laminazione incrociata e reduction spots verdi;
  - Membro di Val Badia (Triassico inferiore, Olenekiano) - VALB: l'ultimo membro della Formazione di Werfen affiorante nella nostra area di rilevamento è caratterizzato da una potenza di 40 m e da un limite superiore con il membro di Cencenighe graduale. Questo litotipo è prevalentemente calcareo, essendo composto da calcari e calcari marnosi e marne di colore grigio-marrone alterato in giallo in strati centimetrici e bancate metriche. Il contenuto fossilifero è abbondante e più differenziato rispetto ai membri sottostanti, la fauna è composta in gran parte da bivalvi, gasteropodi e ammonoidi, specialmente nei livelli più marnosi. Presenta aspetto nodulare dato da bioturbazione;
- Più recenti rispetto alla Formazione di Werfen sono i dicchi basici datati al Ladinico che tagliano la stratigrafia appena descritta. Sono di composizione da trachibasaltica a trachiandesitica con fenocristalli di anfiboli, pirosseni e plagioclasti in pasta di fondo grigio-scura afanitica. I dicchi sono orientati essenzialmente da N-S a NNW-SSE.

Un fascio di faglie normali orientate NNW-SSE interrompe la continuità laterale della sequenza permo-triassica: nonostante l'evidente discontinuità di origine strutturale osservata durante la campagna di rilevamento, non sono state individuate ulteriori evidenze locali che attestino la cinematica dip-slip normale. La causa è da ricercare sia nella copertura detritica e glaciale che limita la quantità di affioramenti disponibili, sia nella riattivazione delle superfici di faglia in tempi più recenti che potrebbe aver obliterato le tracce cinematiche precedenti.

In generale, queste faglie normali mettono in contatto laterale le coperture sedimentarie triassiche di Monte Castellazzo e delle Pale di San Martino con le ignimbriti permiane di Cima Tognazza.

Nel dettaglio, dal rilevamento geologico effettuato risulta che tali lineamenti:

- hanno tagliato la sequenza permiana, ribassando sia la Formazione a Bellerophon a tetto rispetto alle Arenarie di Val Gardena, sia queste ultime rispetto al Piastrone Porfirico Atesino;
- hanno ribassato la sequenza carbonatica triassica, affiorante sulla sinistra idrografica del torrente Cismon, rispetto al blocco di letto occidentale costituito dal Piastrone Porfirico Atesino, le Arenarie di Val Gardena e la Formazione a Bellerophon;

Il contatto strutturale è stato identificato lungo tutta la lunghezza dell'areale di rilevamento, a partire dalla stretta incisione di Rio Castellazzo all'estremo settentrionale, fino a sud di Malga Fosse di Sopra.

Durante il campo di rilevamento geologico, contestualmente alla mappatura, è stato raccolto un dataset di 314 dati geometrici e cinematici di faglie e fratture (Fig. 10).

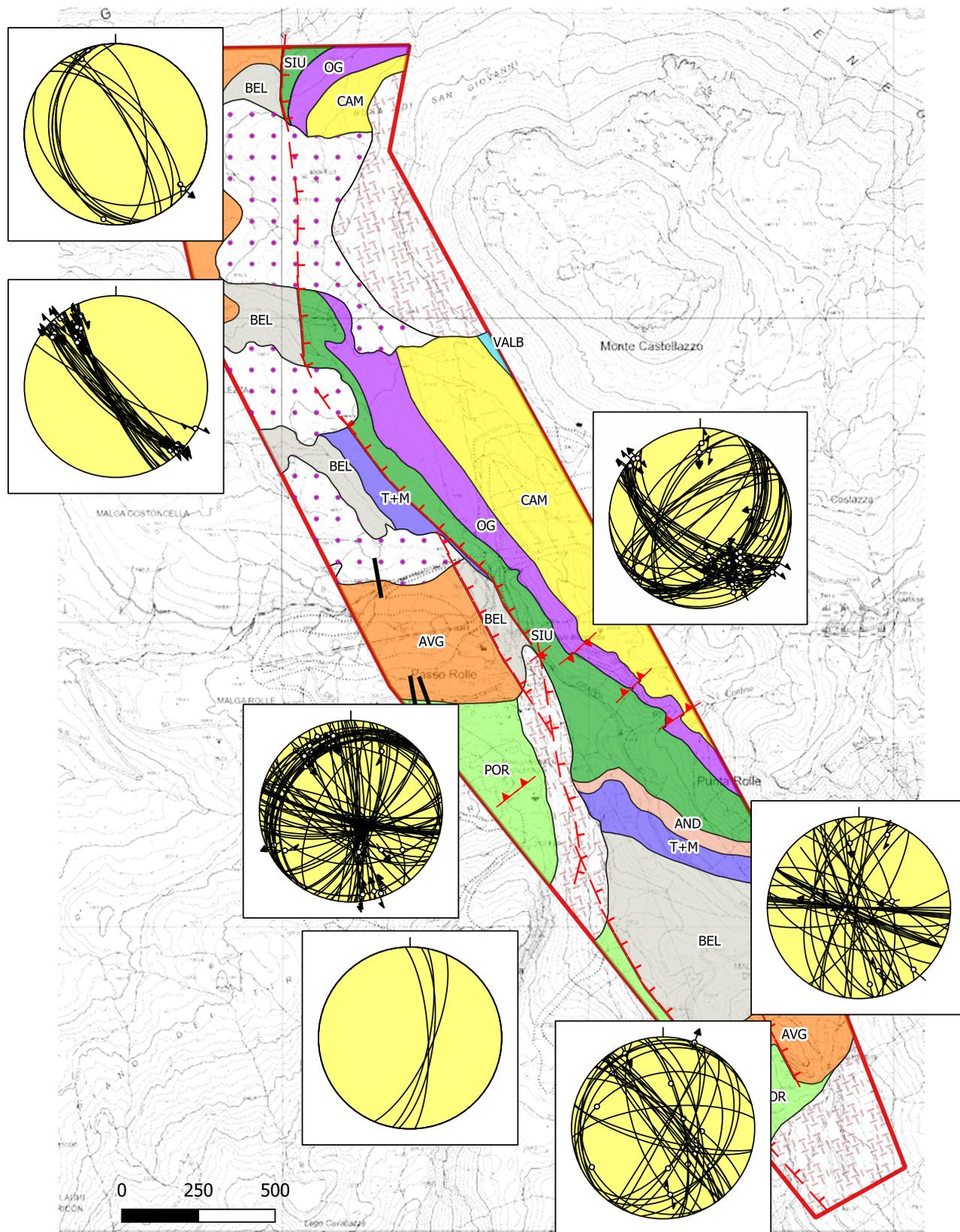


Figura 10: Rappresentazione schematica del record di faglie misurato sull'area oggetto di rilevamento geologico.

Sono state misurate faglie trascorrenti destre SW-immergenti ad alto angolo che tagliano indifferentemente il Piastrone Porfirico Atesino, le Arenarie di Val Gardena e i Membri di Siusi e Mazzin in più affioramenti in tutta l'area di rilevamento (Fig. 11).

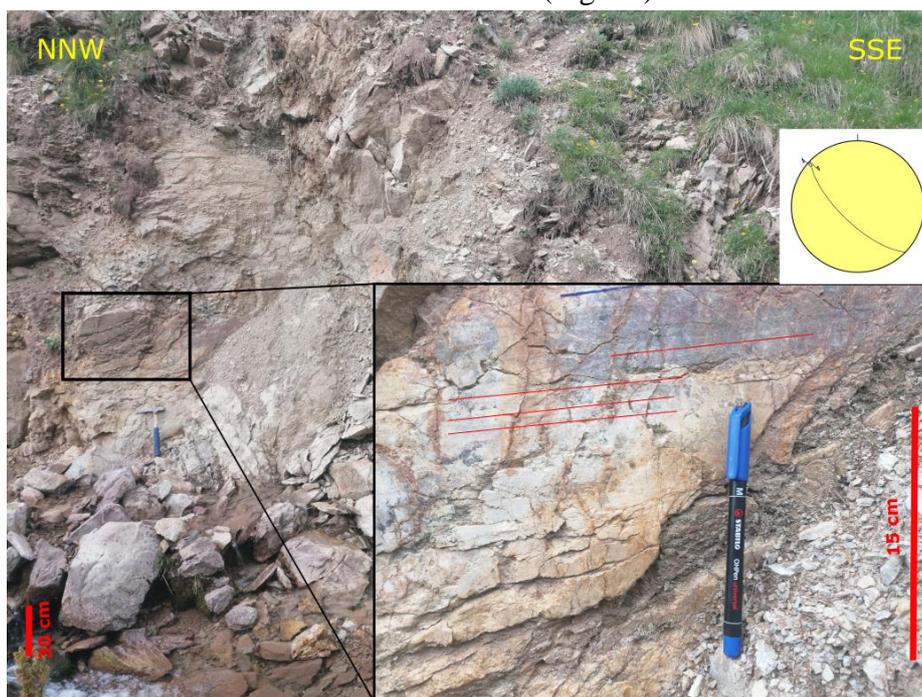


Figura 11: Affioramento del Membro di Siusi lungo impluvio con piano di faglia subverticale e cinematica strike-slip destra, con relativa rappresentazione su diagramma di Schmidt. In rosso sono evidenziate le strie.

Con direzione perpendicolare alla Linea di Passo Rolle, sono stati misurati sovrascorrimenti SE-vergenti per lo più nel Piastrone Porfirico Atesino, spesso coincidenti con i giunti riattivati delle bancate ignimbriche, (Fig. 12) e sovrascorrimenti NW-vergenti prevalentemente negli affioramenti del Membro di Siusi; in quest'ultimo caso la deformazione fragile è associata a treni di pieghe di tetto con piani assiali SE e NW-vergenti, in maniera quindi analoga ai thrust (Fig. 13).

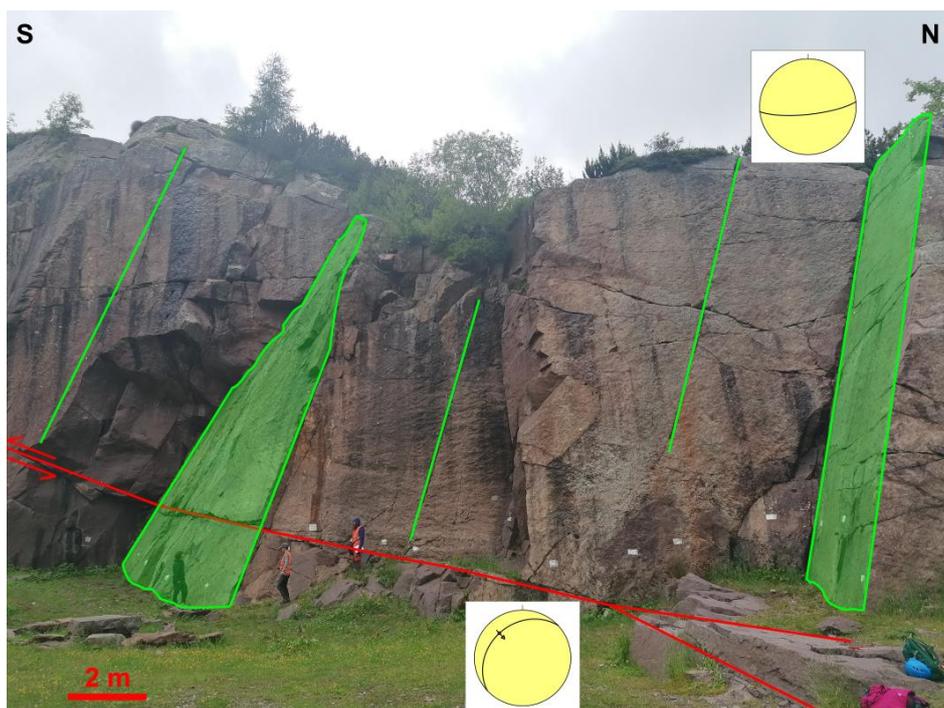


Figura 12: (A) Sovrascorrimento (in rosso) top-to-SE tagliato da fratture subverticali (verdi) orientate essenzialmente E-W in affioramento di Piastrone Porfirico Atesino.

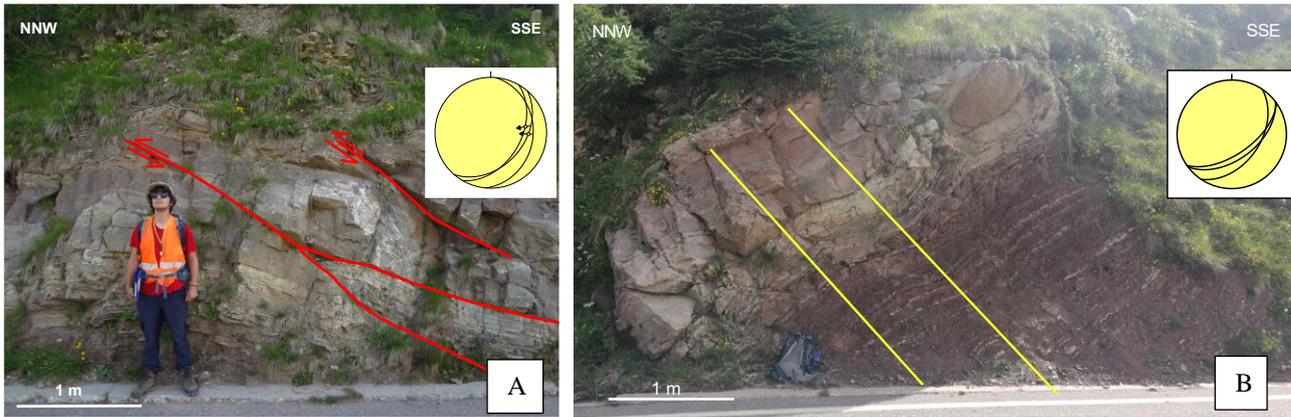


Figura 13: (A) duplex limitato da sovrascorrimenti nel Membro di Siusi con stereonet relativi alle tre faglie evidenziate in rosso; (B) treno di pieghe di tetto nel Membro di Siusi poco più a sud del sito di (A): in giallo i piani assiali orientati analogamente ai sovrascorrimenti.

Infine, è stata cartografata un'importante anticlinale (Fig. 14) nel settore orientale della Valle del Cison di dimensioni decametriche che interessa i litotipi dei Membri di Tesero e Mazzin, Andraz e Siusi con piano assiale S-immerso e asse con direzione SW.

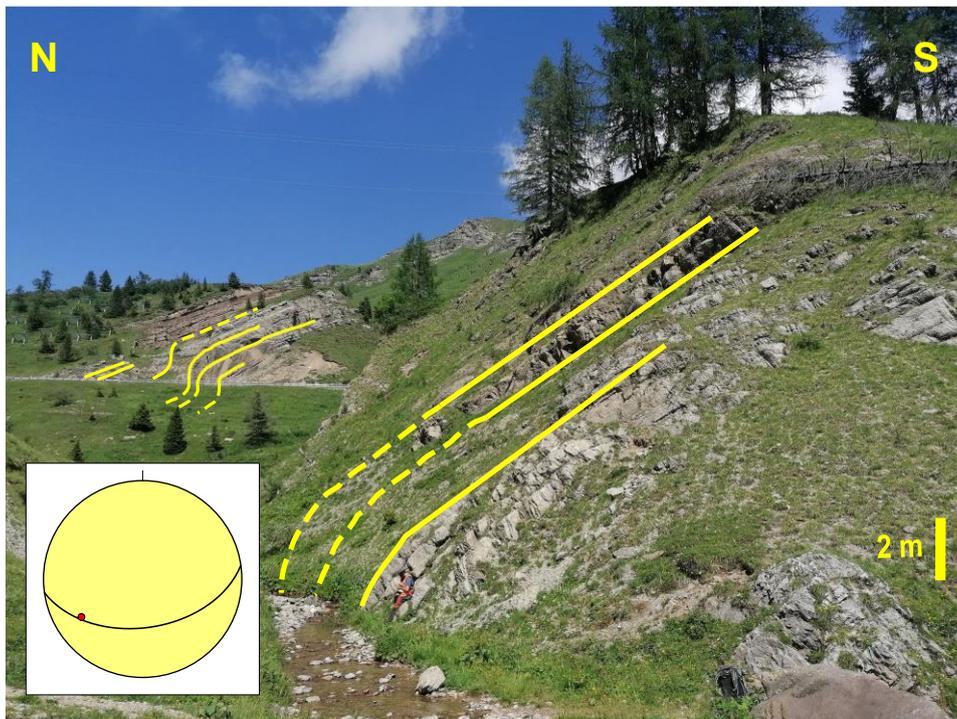


Figura 14: grande piega che interessa la Formazione di Werfen nei membri da Tesero a Siusi e la correlazione con il treno di pieghe nel Membro di Siusi più ad est (in secondo piano). È rappresentato a fianco lo stereonet del piano assiale e dell'asse di piega misurati.

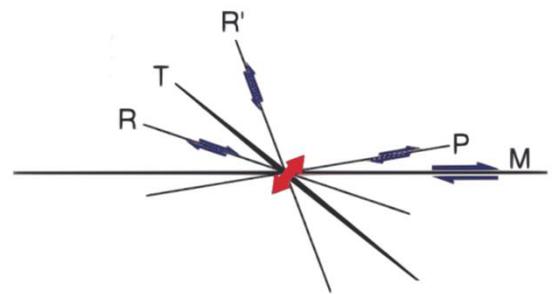
## Approfondimento tematico: analisi della deformazione fragile

Obiettivo di questo approfondimento è l'analisi della deformazione fragile dell'area in esame e la ricostruzione del regime di paleosforzo che l'ha generata. Il record di dati utilizzati viene chiamato "fault-slip data" e consiste negli elementi geometrici, quali immersione e inclinazione, e cinematici delle faglie misurati durante il campo di rilevamento geologico.

Nell'analisi sul campo di faglie si rivela di fondamentale importanza il riconoscimento e la misurazione di indicatori cinematici associati che possano fornire ulteriori informazioni circa la cinematica della struttura principale. Conoscendo geometria e cinematica, è possibile elaborare il dato e ricostruire il campo di sforzi che ha generato tali deformazioni fragili, in un processo noto come “inversione dello sforzo”.

Gli indicatori di nostro interesse per la ricostruzione cinematica di una faglia sono:

- Crescita di minerali e stiloliti: là dove la frattura di taglio non è completamente planare le irregolarità morfologiche possono indurre uno stato compressivo o distensivo locale, portando alla formazione di gradini con rispettivamente mineralizzazione sincinemica e stiloliti. Conoscere la distribuzione di strutture contrazionali o estensionali sul piano di faglia permette di stabilire il senso di movimento;
- Fratture sussidiarie (Fig. 15): una struttura di taglio principale, o master fault (M), è spesso accompagnata da ulteriori fratture con caratteristiche geometriche e cinematiche vincolate.



*Figura 15: Rappresentazione schematica di fratture sussidiarie T, P, R, R' associate ad una faglia principale M (Fossen, 2016).*

- Fratture T: fratture estensionali (tension gashes) che si aprono a 45° rispetto a M;
- Fratture R: fratture di taglio dette di Riedel corrispondenti a faglie normali a basso angolo e cinematica sintetica rispetto ad M;
- Fratture R': fratture di taglio anti-Riedel corrispondenti a faglie inverse ad alto angolo e cinematica antitetica rispetto ad M;
- Fratture P: thrust con immersione opposta rispetto alle fratture T.

- Solcature, crescita di minerali e specchi di faglia: si tratta di bande da abrasione generate dal movimento relativo dei blocchi di tetto e letto lungo il piano di faglia. Il risultato dello scivolamento è la formazione di uno specchio di faglia levigato (slickenside) con solchi lineari paralleli alla direzione di movimento (slickenlines). Spesso minerali di neoformazione cristallizzano lungo queste asperità come fibre orientate (Fig. 16).



Figura 16: Esempio di evidenti slickenlines e gradini su piano di scivolamento.

I dati relativi alla geometria dei piani di faglia in un'area limitata (Burg, 2018), all'orientazione delle strie su di essi contenute tramite pitch o direzione e alla cinematica di taglio permettono la ricostruzione della disposizione nello spazio e della magnitudo relativa degli assi principali di sforzo. Tuttavia, per poter effettuare un'efficace e corretta "inversione dello sforzo" è importante fare delle assunzioni a priori:

- Le faglie analizzate sono state generate da un campo di sforzi uniforme;
- La roccia è isotropica e meccanicamente omogenea;
- La deformazione, o strain, è ridotta e non rotazionale;
- Non ci sono perturbazioni nello sforzo e interazioni tra faglie;
- Su ogni piano lo scivolamento è parallelo al massimo stress di taglio risultante (ipotesi di Wallace-Bott).

Nella maggior parte dei casi, il valore assoluto dei paleosforzi  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  non è derivabile, tuttavia è possibile ricostruire la magnitudo relativa, ovvero il rapporto tra gli stress principali, o, in altri termini, l'eccentricità dell'ellissoide di sforzo. A tale scopo utilizziamo il parametro R, chiamato stress ratio (anche  $\Phi$  in letteratura):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}; \quad \text{dove } 0 \leq R \leq 1$$

Da questa formula possiamo dedurre i due end-members:

- Per  $R=0$ , ovvero con  $\sigma_2 = \sigma_3$ , abbiamo compressione uniassiale e quindi un ellissoide prolato;
- Per  $R=1$ , ovvero con  $\sigma_1 = \sigma_2$ , abbiamo trazione uniassiale e quindi un ellissoide oblato.

È dimostrabile (Bott, 1959) che lo sforzo deviatorico, e quindi anche il vettore di slip, lungo un piano di faglia dipende dall'orientazione degli assi di stress principali e dal rapporto R. Di conseguenza,

tramite l'inversione dello strain misurato su un piano di faglia, è possibile calcolare l'orientazione e la forma dell'ellissoide dello sforzo.

Per fare questo occorre fare prima una premessa di natura algebrica: considerato il tensore di stress nel sistema di coordinate parallelo agli sforzi principali, possiamo moltiplicare e sommare le componenti diagonali per una costante senza modificare la forma o la disposizione dell'ellissoide.

Così facendo, risaliamo ad un tensore ridotto degli sforzi a quattro incognite: l'orientazione dei tre assi principali di stress ed il parametro R.

$$\sigma_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{vmatrix} \longrightarrow \sigma_{ij} = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & R & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{vmatrix}$$

La ricostruzione del paleosforzo è mirata ad identificare le componenti del tensore che meglio approssimano il tensore ridotto degli sforzi appena definito. Dato che esso è composto da quattro incognite, il numero minimo di faglie necessario è quattro; tuttavia, trattandosi di un approccio statistico di approssimazione, una maggiore quantità di dati rende il risultato più significativo.

Il software Win-Tensor (Delvaux, 1993) permette di registrare un dataset completo di strutture da deformazione fragile misurate sul terreno al fine di elaborarlo in subsets e ottenere una rappresentazione del regime del paleosforzo compatibile.

Il processo di inversione denominato Rotational Optimization (Delvaux & Sperner, 2003), su cui si basa il programma, consiste nel testare iterativamente un gran numero di tensori al fine di individuare quello che minimizza l'errore tra i dati misurati in campo ed il dato teorico atteso.

L'errore che si può avere in un dataset grezzo può derivare da:

- Sbagli nella misurazione o nella trascrizione del dato;
- Presenza di faglie pregresse riattivate;
- Campo di stress non uniforme;
- Deformazione non coassiale con rotazione.

Al fine di ottenere una ricostruzione più accurata, è necessario quindi rimuovere i dati di faglia che più si discostano dal risultato atteso. Il vantaggio del metodo Rotational Optimization è che esso calcola, oltre all'orientazione degli stress principali, lo stress regime index R'.

Mentre il rapporto R assume valori compresi tra 0 e 1 ma non definisce il tipo di contesto tettonico, l'indice R' (Fig. 17) introdotto da Delvaux facilita la differenziazione tra i diversi regimi:

- R' = R regime estensionale ( $\sigma_1$  verticale);
  - R' = 2 - R regime compressivo ( $\sigma_3$  verticale);
  - R' = 2 + R regime trascorrente ( $\sigma_2$  verticale).
- }

$0 \leq R' \leq 3$

Stress tensor type	EXTENSIVE				STRIKE-SLIP				COMPRESSIVE				
Stress symbols													
Stress ratio R	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	0.75	0.5	0.25	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00
Stress regime	Radial EXTENSIVE	Pure EXTENSIVE		TRANS-TENSIVE	Pure STRIKE-SLIP		TRANS-PRESSIVE	Pure COMPRESSIVE		Radial COMPRESSIVE			
Stress index R'	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	1.25	1.50	1.75	2.00	2.25	2.50	2.75	3.00
Determination of R'	R' = R				R' = 2 - R				R' = 2 + R				

Figura 17: Schema classificativo del regime di stress basato su R' introdotto da Delvaux (Delvaux et al., 1997).

La procedura seguita su Win-Tensor è la seguente:

- i) Inserimento dei dati fault-slip completi nel software;
- ii) Suddivisione del dataset grezzo in subset selezionati in base alla coerenza geometrica e cinematica;
- iii) Elaborazione da parte del programma di un possibile tensore degli sforzi con relativo valore di R;
- iv) Scarto dei dati con un discostamento dal valore atteso (slip deviation alpha)  $\alpha > 30^\circ$ , ovvero le faglie con sensi di taglio che non soddisfano l'ipotesi di Wallace e Bott;
- v) Ottimizzazione del tensore degli sforzi fino alla configurazione più compatibile per il singolo subset.

Dall'elaborazione della deformazione fragile misurata a Passo Rolle sono emersi quattro subset cinematici principali:

- i) Set 1.1 composto da 16 dati di sovrascorrimenti SSE-immersenti (Fig. 18A);
- ii) Set 1.2 composto da 13 dati di sovrascorrimenti NNW-immersenti (Fig. 18B);
- iii) Set 1.3 composto da 22 dati di faglie trascorrenti destre SW-immersenti ad alto angolo (Fig. 18C);
- iv) Set 1.4 composto da 17 dati di faglie oblique sinistre SW-immersenti ad alto angolo (Fig. 19A).

A questi si aggiungono 155 dati di joint, fratture o faglie di cinematica sconosciuta.

## Discussione dei risultati di inversione

Analizzando i risultati ottenuti in maniera critica e combinandoli con le evidenze sul campo di relazioni dirette osservabili tra le faglie, ho definito due possibili fasi deformative che possono aver generato le strutture misurate:

- I sovrascorrimenti dei subset 1.1 e 1.2 (Fig. 18A e 18B) corrispondono a due famiglie di faglie coniugate. La correlabilità dei paleosforzi ottenuti per i singoli subset, la cui direzione di sforzo principale è orientata NNW-SSE in entrambi i casi, e la compatibilità della mineralizzazione carbonatica delle slickenlines sui piani di faglia sono a favore di questa ipotesi. È pure plausibile che a queste due famiglie di sovrascorrimenti si possano associare due ulteriori set di dati strutturali, seppur privi di vincoli cinematici, che secondo questa ipotesi costituirebbero fratture di tipo anti-Riedel. I due gruppi, SE e NW-immergenti, sarebbero fratture sussidiare dei thrust SE-vergenti e NW-vergenti. Anche il subset 1.3 (Fig. 18C) presenta mineralizzazioni a calcite e orientazione dello sforzo compressionale massimo analoga a quella delle due famiglie di sovrascorrimenti. Pertanto, si può concludere che i tre subset di faglie siano relativi ad un'unica fase deformativa. Il contesto tettonico che li ha generati è transpressivo ( $R'=2.02$ ) con orientazione dello sforzo principale compressivo  $\sigma_1$  NNW-SSE (Fig. 18D).

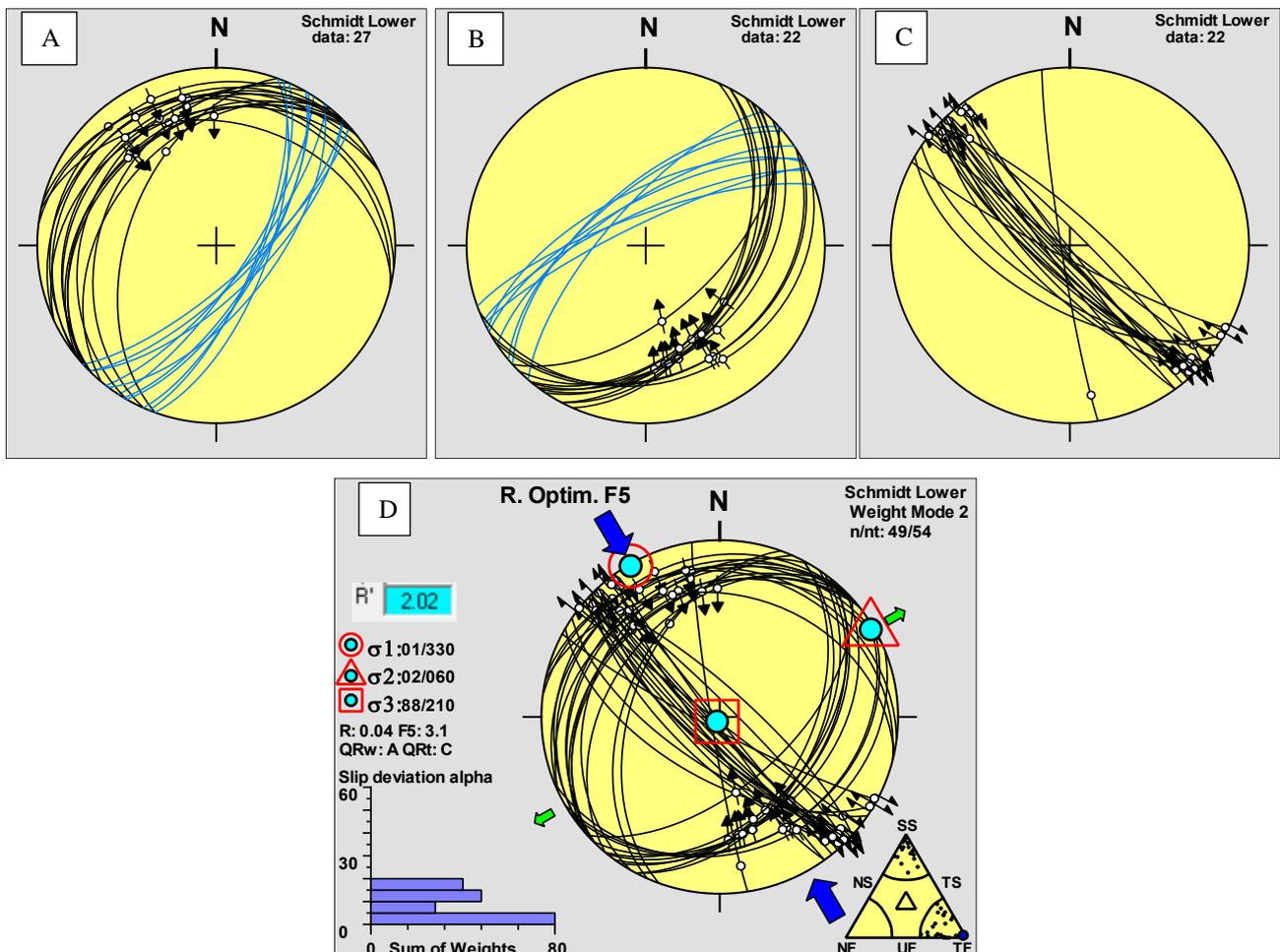


Figura 18: Stereonet di Schmidt dei subset di sovrascorrimenti coniugati 1.1 (A) e 1.2 (B) vergenti rispettivamente a SSE e NNW, sono evidenziati in azzurro le corrispettive fratture anti-Riedel; (C) le faglie trascorrenti destre del subset 1.3; la soluzione tensoriale elaborata a partire dai tre set.

- Per quanto riguarda le faglie oblique sinistre appartenenti al subset 1.4 (Fig. 19A), il regime di sforzi che le ha generate è quasi compressivo puro ( $R' = 2.33$ ), con direzione della compressione WSW-ENE (Fig. 19B).

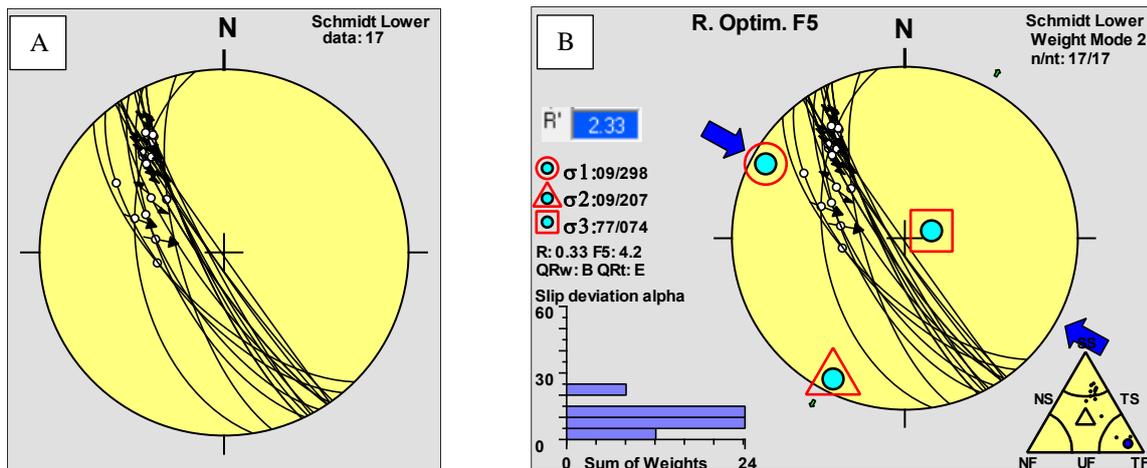


Figura 19: Stereonet di Schmidt rappresentanti le faglie oblique sinistre del subset 1.4 (A) e il regime di stress che le ha generate (B).

Questi due regimi di sforzo elaborati, tra loro incompatibili, corrispondono ad almeno due diverse fasi deformative che si sono susseguite nella storia geologica di Passo Rolle.

Esclusa l'evidenza del ribassamento del blocco di tetto delle unità triassiche ad est rispetto al blocco di letto con le unità permiane ad ovest, non abbiamo un numero significativo di tracce misurabili delle fasi con cinematica normale della Linea di Passo Rolle: poche faglie con orientazione correlabile sono rinvenibili nelle Arenarie di Val Gardena (Fig. 20), dove però spesso la cinematica risulta difficile da misurare.

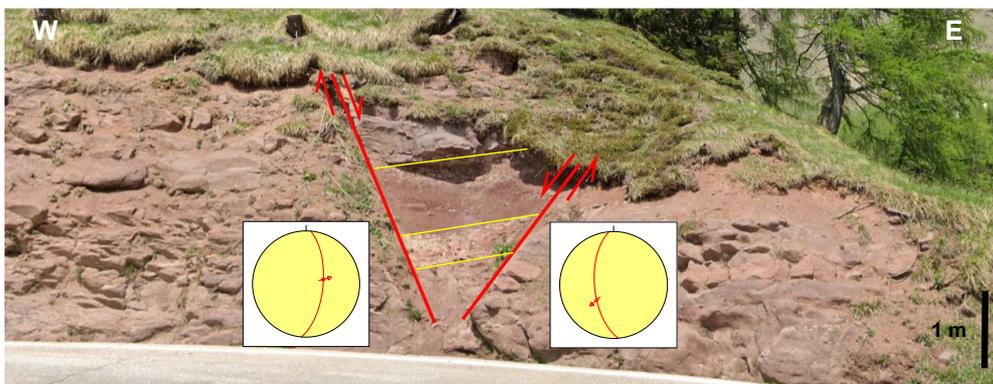


Figura 20: Graben nelle Arenarie di Val Gardena delimitato da due faglie antitetiche (in rosso) direzionate N-S, in giallo la stratificazione. Osservare la somiglianza dell'orientazione dei piani con le faglie normali misurate sulla parete est di Cima Tognazza (Fig. 9).

Probabilmente la causa dell'assenza di faglie normali alla scala dell'affioramento è anche da ricercarsi nella ripetuta riattivazione dei piani di faglia che ne ha obliterato le evidenze cinematiche pregresse.

I dati misurati potrebbero essere riconducibili agli eventi deformativi neogenici che hanno portato all'orogenesi del Sudalpino. Il fatto che queste faglie taglino indistintamente sia la sequenza permiana che quella triassica corrobora questa ipotesi.

In particolare, la ricostruzione del paleosforzo associato alle due famiglie di sovrascorrimenti associati (subsets 1.1 e 1.2) è compatibile con la fase deformativa Valsuganese miocenica e la vergenza dei thrust è analoga a quella del Sovrascorrimento della Valsugana ed il retroscorrimento di Cimón della Pala. In questa soluzione il set di faglie trascorrenti destre (subset 1.3) costituisce uno svincolo trascorrente alla deformazione compressiva orientata NNW-SSE. La soluzione elaborata per il subset 1.4, che, come abbiamo detto, è orientato WNW-ESE, potrebbe essere riconducibile alla fase

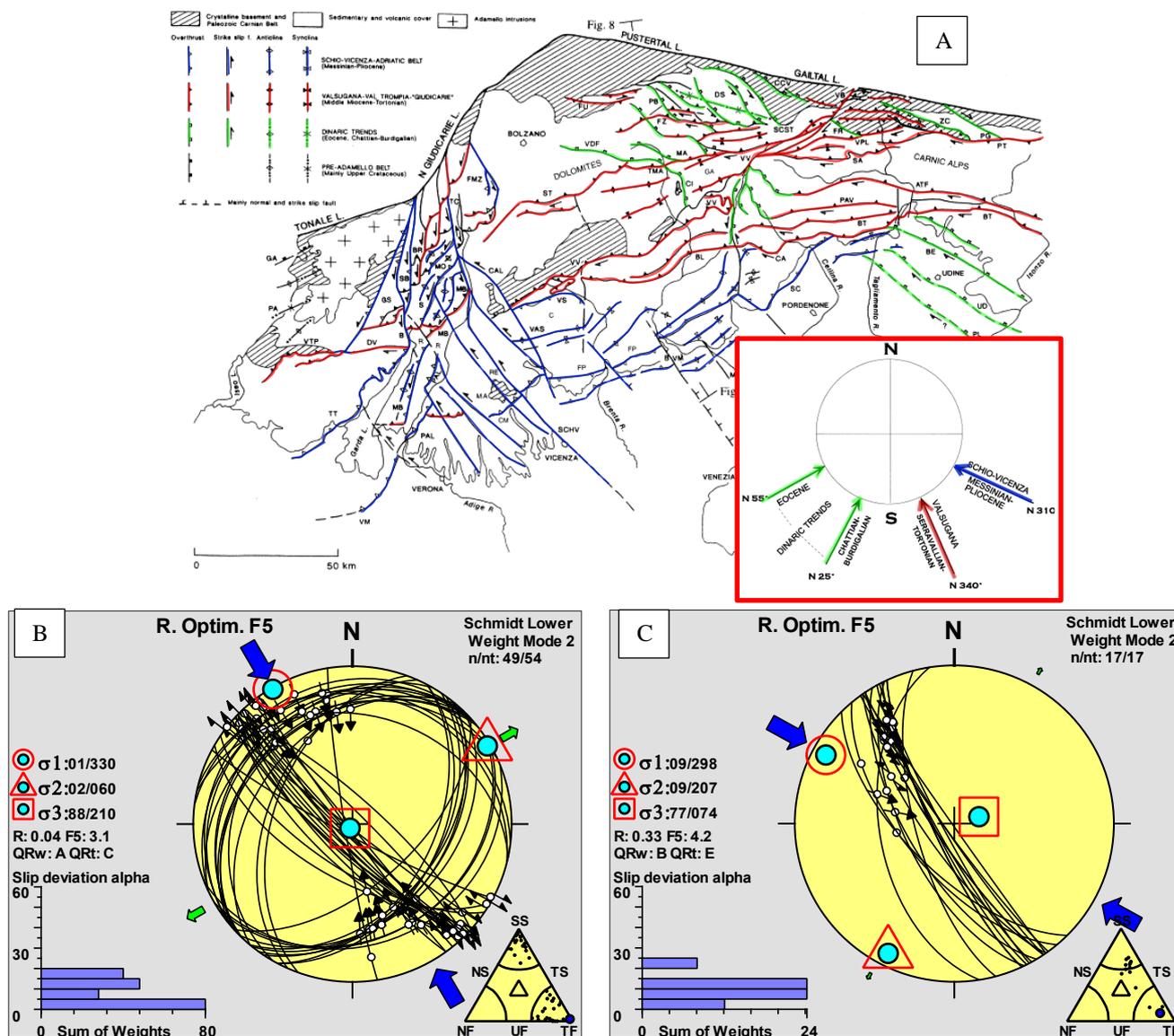


Figura 21: (A) I principali lineamenti delle Alpi Meridionali orientali associati alle tre fasi deformative cenozoiche. In verde sono evidenziate le strutture della fase Dinaride, in rosso la fase Valsuganese e in blu la fase Schio-Vicenza. Nel riquadro rosso le orientazioni generali della compressione (Castellarin & Cantelli, 2000); (B) la soluzione del paleosforzo elaborata per i subset 1.1, 1.2 e 1.3; (C) la soluzione del paleosforzo elaborata per il subset 1.4.

compressiva di Schio-Vicenza, che è costituita da strutture sia compressive che trascorrenti sinistre (Fig. 21).

Stando a queste ipotesi, l'area di Passo Rolle rappresenta un importante record delle fasi tettoniche compressive neogeniche che hanno interessato le Alpi Meridionali orientali.

## Conclusioni

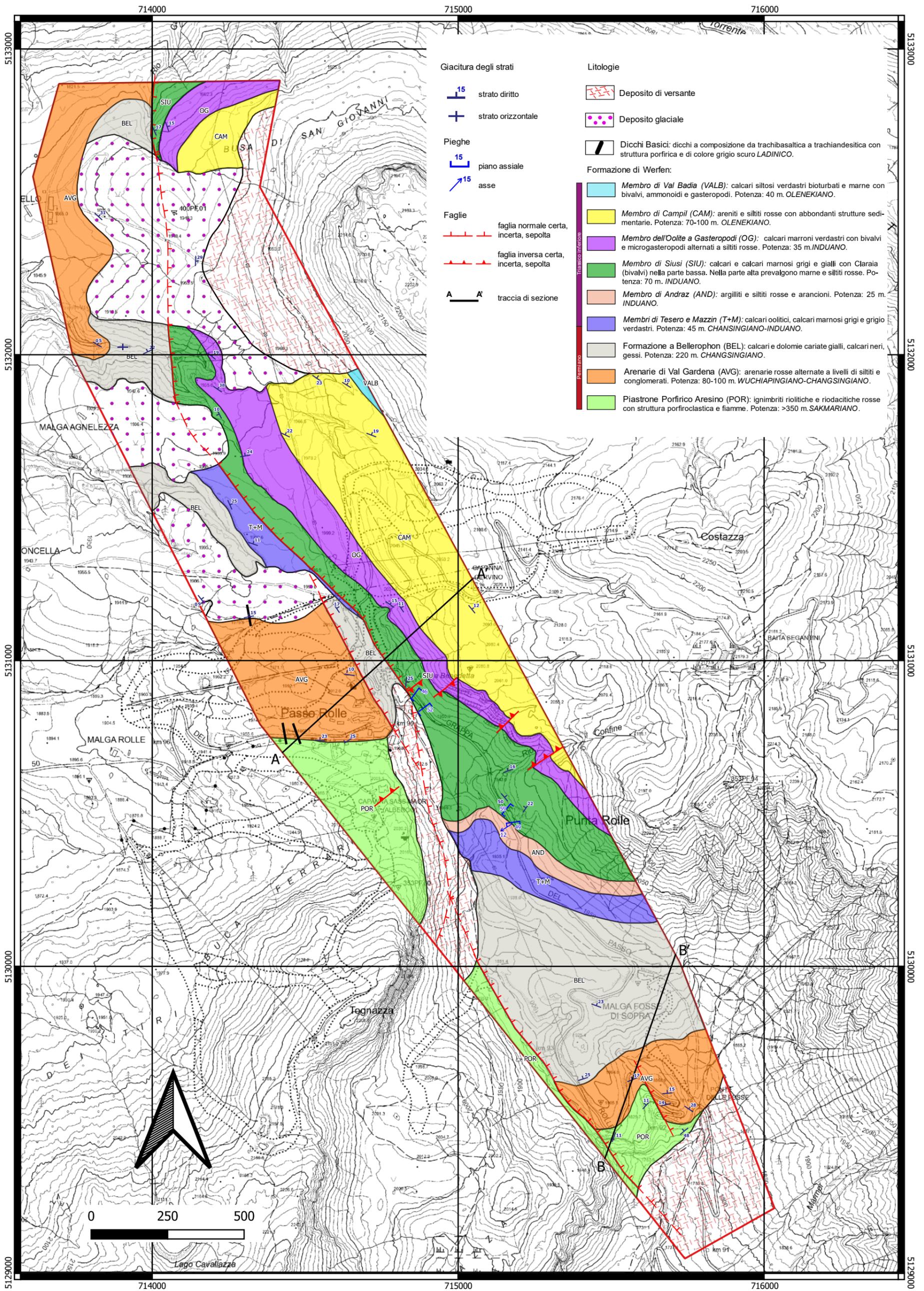
Il rilevamento geologico e l'analisi della deformazione fragile dell'area di Passo Rolle hanno permesso di osservare e misurare, oltre all'evidente lineamento strutturale che mette a contatto la sequenza permiana ad ovest con la Formazione di Werfen ad est, importanti faglie che testimoniano più eventi deformativi riconducibili ad un contesto tettonico compressivo.

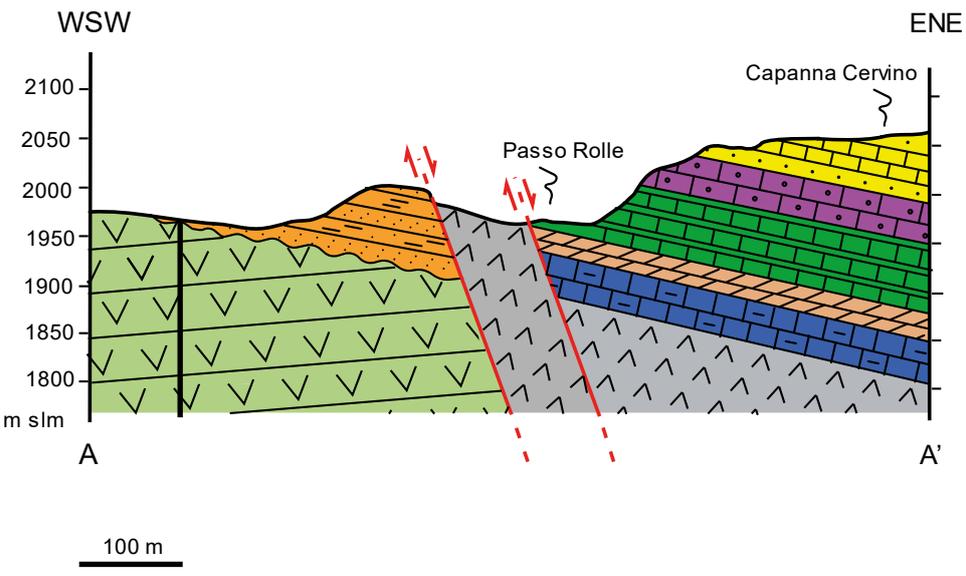
Per la già conosciuta fase estensionale permiana non è stato rinvenuto un numero significativo di evidenze mesostrutturali con cinematica normale; questo probabilmente a causa dell'articolato susseguirsi di riattivazioni che la Linea di Passo ha subito durante la storia geologica. È stato quindi tramite il rilevamento geologico dell'areale che sono state messe in luce le discontinuità laterali della sequenza monoclinale permo-triassica. Sono state invece ricostruite almeno due fasi con cinematica inversa di età più recente.

Un sistema composto da tre famiglie di faglie suggerisce un regime di sforzi transpressivo orientato NNW-SSE che ha interessato tutta la stratigrafia affiorante, mentre un secondo set di faglie oblique è riconducibile ad un regime compressivo orientato NW-SE.

Conoscendo i contesti deformativi che hanno interessato le Alpi Meridionali orientali durante la fase più recente dell'orogenesi alpina, è possibile ricondurre i due eventi rispettivamente alle fasi Valsuganese miocenica e Schio-Vicenza messiniano-pliocenica.

Passo Rolle è quindi un sito che registra una storia deformativa complessa polifasica che si estende dal Permiano fino al Neogene.





Litologie

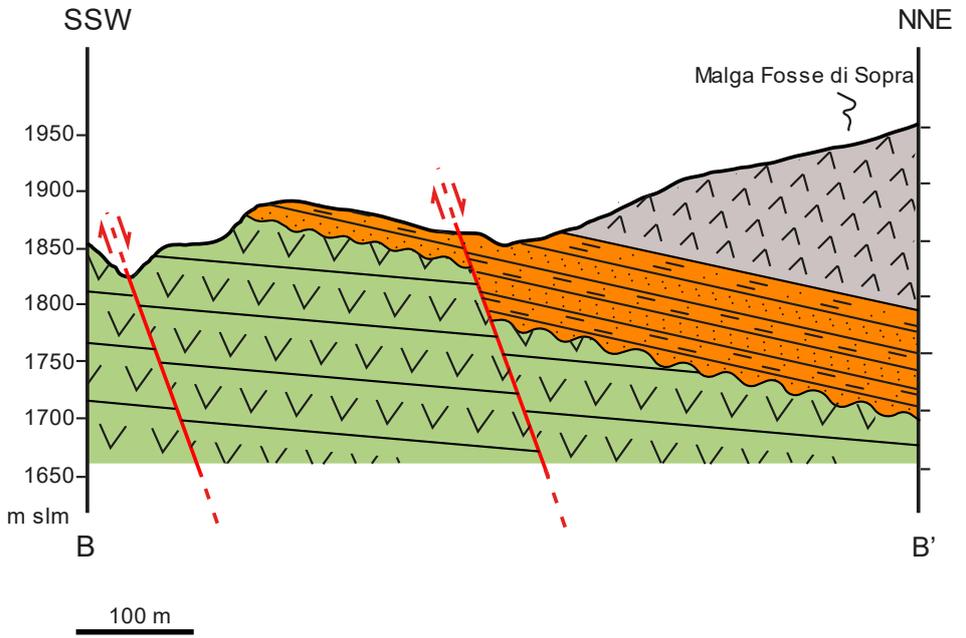
- Deposito di versante
- Deposito glaciale
- Dichi Basici: dichi a composizione da trachibasaltica a trachiandesitica con struttura porfirica e di colore grigio scuro LADINICO.

Formazione di Werfen:

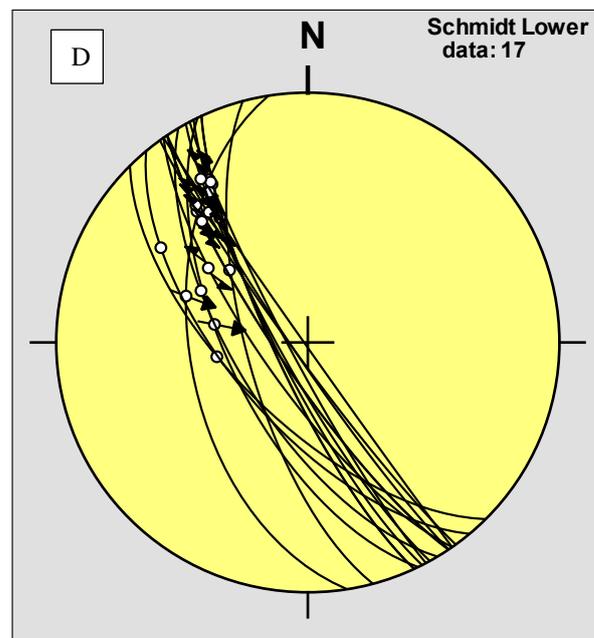
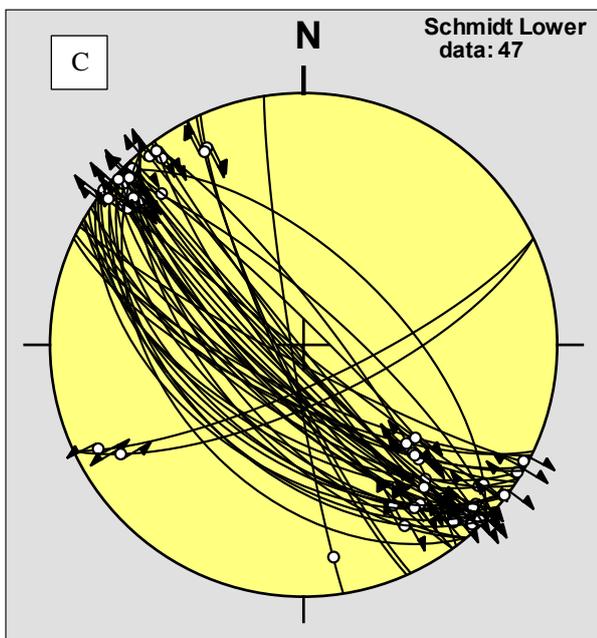
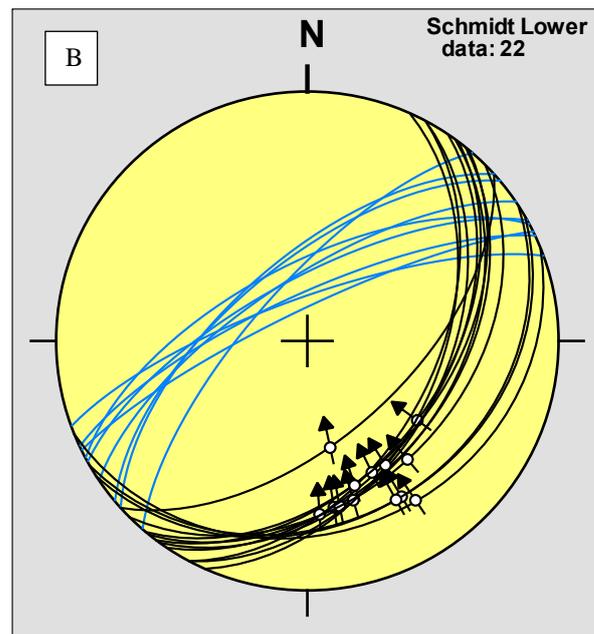
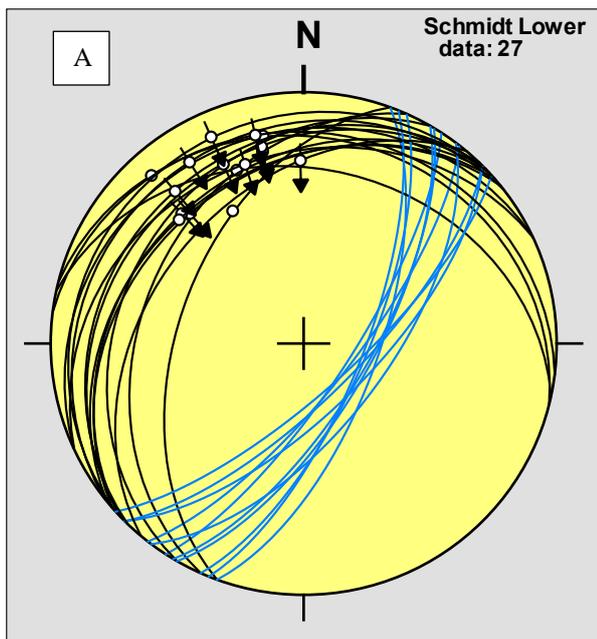
- Membro di Val Badia (VALB)*: calcari siltosi verdastri bioturbati e marne con bivalvi, ammonioidi e gasteropodi. Potenza: 40 m. **OLENEKIANO**.
- Membro di Campil (CAM)*: areniti e siltiti rosse con abbondanti strutture sedimentarie. Potenza: 70-100 m. **OLENEKIANO**.
- Membro dell'Oolite a Gasteropodi (OG)*: calcari marroni verdastri con bivalvi e microgasteropodi alternati a siltiti rosse. Potenza: 35 m. **INDUANO**.
- Membro di Siusi (SIU)*: calcari e calcari marnosi grigi e gialli con *Claraia* (bivalvi) nella parte bassa. Nella parte alta prevalgono marne e siltiti rosse. Potenza: 70 m. **INDUANO**.
- Membro di Andraz (AND)*: argilliti e siltiti rosse e arancioni. Potenza: 25 m. **INDUANO**.
- Membri di Tesero e Mazzin (T+M)*: calcari oolitici, calcari marnosi grigi e grigio verdastri. Potenza: 45 m. **CHANGSINGIANO-INDUANO**.
- Formazione a Bellerophon (BEL)*: calcari e dolomie cariate gialli, calcari neri, gessi. Potenza: 220 m. **CHANGSINGIANO**.
- Arenarie di Val Gardena (AVG)*: arenarie rosse alternate a livelli di siltiti e conglomerati. Potenza: 80-100 m. **WUCHIAPINGIANO-CHANGSINGIANO**.
- Piastrone Porfirico Aresino (POR)*: ignimbriti riolitiche e rioclastiche rosse con struttura porfiroclastica e fiamme. Potenza: >350 m. **SAKMARIANO**.

Faglie

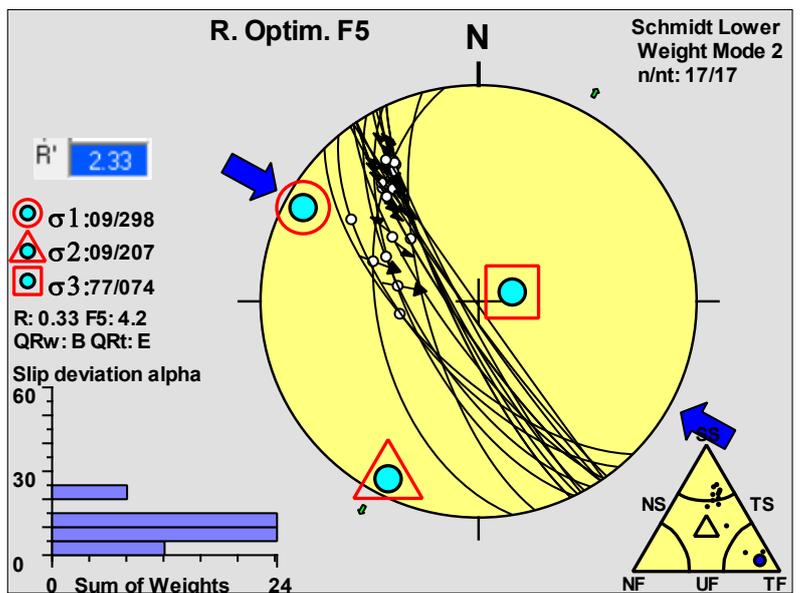
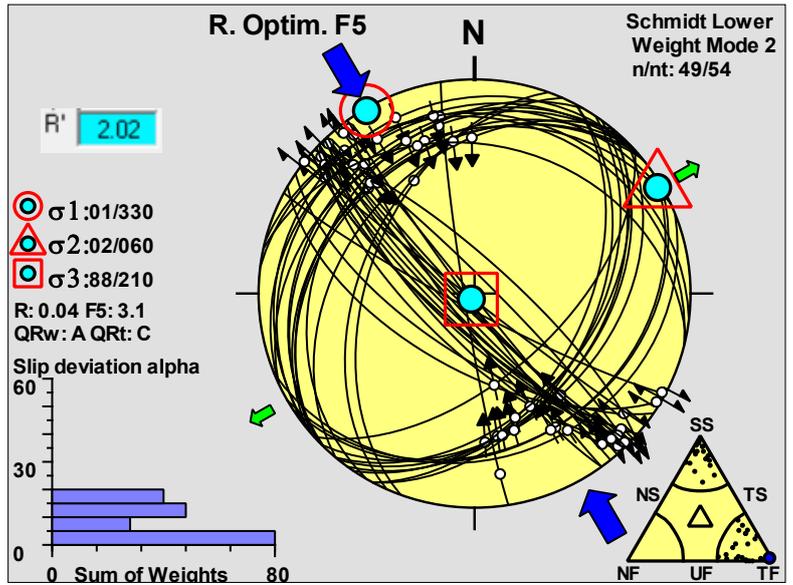
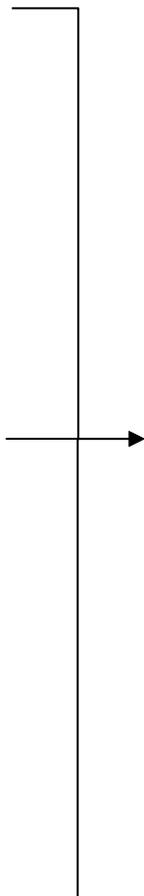
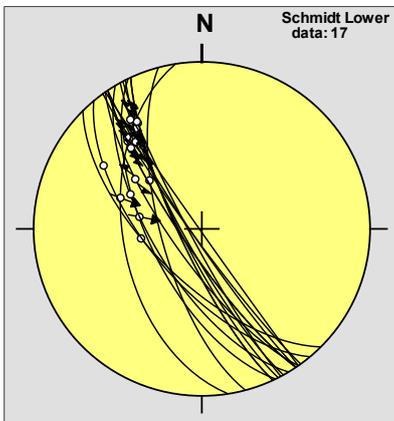
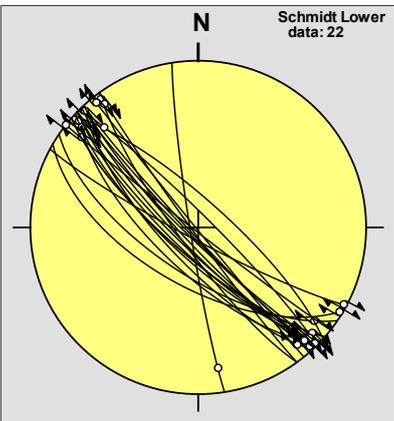
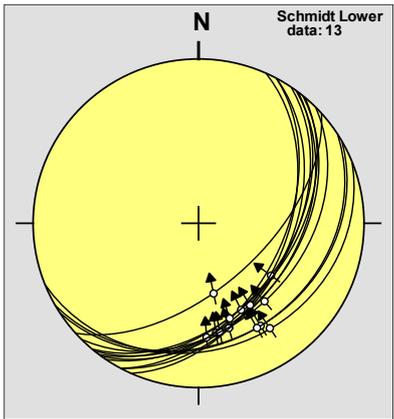
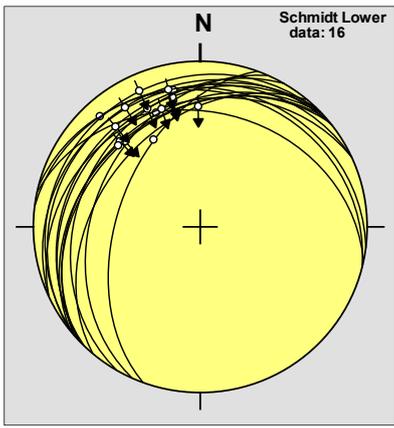
- faglia normale certa, incerta, sepolta



Allegato 1: Carta geologica corredata di due sezioni geologiche



Allegato 2: Famiglie di sovrascorrimenti SSE-vergenti (A) e NNW-vergenti (B) corrispondenti ai subset 1.1 e 1.2 e le rispettive fratture sussidiarie R' (in azzurro). Subset 1.3 composto di faglie trascorrenti destre con direzione NW-SE e le relative faglie coniugate sinistre (C). Subset 1.4 composto da faglie oblique sinistre SW-immergenti ad alto angolo (D)



Allegato 3: Le soluzioni di paleosforzi elaborate, corrispondenti a due diverse fasi deformative

## Bibliografia

- Barth S., 1994. Calc-alkaline basic to silicic rocks suites from Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex (Southern Alps, N Italy): Evidence for primary magmatic and hydrothermal alteration processes. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen*, 168(1): 15-46.
- Benedetti L., Tapponnier P., King G.C.P., Meyer B., Manighetti I., 2000. Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. *Journal of Geophysical research* 105: 739-766.
- Bosellini A., 1996. *Geologia delle Dolomiti*. Athesia, Bolzano, 192 p.
- Bosellini A., Hsu K.J., 1973. Mediterranean plate tectonics and Triassic palaeogeography. *Nature* 244: 144-146.
- Bosellini A., Doglioni C., 1986. Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana Overthrust (Southern Alps, Northern Italy). *Journals of Structural Geology* 8(5): 581-583.
- Bosellini A., Gianolla P., Stefani M., 2003. Geology of the Dolomites. *Episodes* 26(3): 181-185.
- Bott M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine* 96: 109-117
- Broglio Loriga C., Masetti D., Neri C., 1983. La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e stratigrafia. *Riv. Ital. Paleont.*, 88, 501-598.
- Broglio Loriga C., Góczán F., Haas J., Lenner K., Neri C., Orazecz Scheffer A., Posenato R., Szabó I., Tóth Makk Á., 1990. The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation. *Mem. Sc. Geol.*, 42, 41-103.
- Burg J.P., 2018. Paleo-“stress” analysis from fault data. *Script to Structural Geology*. ETH Zurich, Switzerland.
- Castellarin A., Cantelli L., 2000. Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps. *Journal of Geodynamics* 30: 251-274.
- Castellarin A., Vai G.B., Cantelli L., 2006. The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone. *Tectonophysics* 414: 203-223.
- Castellarin A., Lucchini F., Rossi P. L., Sartori R., Simboli G., Somnavilla E., 1982. Note geologiche sulle intrusioni di Predazzo e dei Monzoni. *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale Soc. geol. It.*: 211-220.
- D'amico C., Del Moro A., Freddo A., Pardini G., 1980. Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore. *Rend Soc. It. Min. Petr.*, 36 (2): 703-716.
- De Zanche V., Gianolla P., Mietto P., Siorpaes C., Vail P.R., 1993. Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Memorie di Scienze Geologiche*, 45, 1-27.
- Delvaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications* 212: 75-100.
- Delvaux D., Moey R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V., 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282: 1-38.
- Doglioni C., 1987. Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). *Journal of Structural Geology* 9(2): 181-193.

- Doglioni C., Bosellini A., 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau* 76/3: 735-754.
- Doglioni C., Neri C., 1988. Anisian tectonics in the Passo Rolle area. *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 11: 197-204.
- Fossen A., 2016. Chapter 4: Stress. In: Fossen A. (Eds), *Structural Geology (Second edition)*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 72-81.
- Fossen A., 2016. Chapter 10: Kinematics and paleostress in the brittle regime. In: Fossen A. (Eds), *Structural Geology (Second edition)*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 220-233.
- Massari F., 1988. Some thoughts on the permo-triassic evolution of the South-Alpine area (Italy). *Mem. Soc. Geol.It.*, 34: 179-188.
- Massari F., Neri C., 1997. The infill of a supradetachment(?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession in the Dolomites and Carnia (Italy). *Sedimentary Geology* 110(3-4): 181-221.
- Massironi M., Preto N, Zampieri D., 2006. Note illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25000, Tavola 45 III San Martino di Castrozza. Provincia Autonoma di Trento Servizio Geologico, 86 p.
- Neri C., 1991. Sequence stratigraphy of the Early Triassic Werfen Formation (Dolomites, northern Italy). *Proceedings of the Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Ortisei*, pp. 194-195.
- Sassi F.P., Zirpoli G., 1989. The lithostratigraphic sequence in the Southalpine basement of the Eastern Alps. *Rend. Soc. Geol. It.*, 12: 397-402.
- Sassi F.P., Cesare B., Mazzoli C., Peruzzo L., Sassi R., Spiess R., 2004. The crystalline basement of the Italian eastern Alps: a review of the metamorphic features. *Per. Mineral.*, 73: 23-42.
- Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97: 93-117.
- Selli L., 1998. Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Subalpino orientale (NE-Italia). *Mem Soc. Geol. It.*, 53: 503-541.
- Stampfli G.M., Borel G.D, 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochron. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33.
- Ziegler, P. A., 1988. Evolution of the Arctic North Atlantic and western Tethys. *AAPG, Mem.* 43: 164-196.