

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE
E AMBIENTALI

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Relazione di Laurea

Rilevamento geologico dell'area di Passo Rolle
e caratterizzazione sedimentologica
delle Arenarie di Val Gardena

Candidato:
Nicolò De Vecchi

Relatore:
Prof. Alessandro Amorosi

Indice

RIASSUNTO	1
1 - INTRODUZIONE.....	1
2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	3
2.1 - Evoluzione geologica del dominio alpino.....	3
2.1.1 - Evoluzione pre-Permiana e Orogenesi Varisica	3
2.1.2 - Fase Estensionale Permo-Mesozoica e Apertura della Tetide	3
2.1.3 - Orogenesi Alpina ed Evoluzione Post-Collisionale	4
2.2 - I domini alpini.....	5
2.2.1 - Dominio Elvetico e Subpennidico.....	5
2.2.2 - Dominio Pennidico	5
2.2.3 - Dominio Austroalpino	6
2.2.4 - Dominio Sudalpino	6
2.3 - Le Dolomiti	7
2.3.1 - Inquadramento strutturale e geodinamico	7
2.3.2 - Stratigrafia.....	8
2.3.2.1 - Gruppo Vulcanico Atesino (GVA).....	8
2.3.2.2 - Arenarie di Val Gardena (AVG)	10
2.3.2.3 - Formazione a Bellerophon (BEL)	11
2.3.2.4 - Formazione di Werfen.....	12
2.3.3 - Strutture tettoniche	13
2.3.3.1 - La Faglia di Passo Rolle (PRF)	13
3 - METODOLOGIA	15
4 - DATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO E STRUTTURALE	16
4.1 - Settore Occidentale.....	16
4.1.1 - Gruppo Vulcanico Atesino (AVG)	16
4.1.2 - Arenarie di Val Gardena (AVG).....	18
4.2 - Settore Orientale.....	20
4.2.1 - Bellerophon (BEL).....	20
4.2.2 - Formazione di Werfen.....	22
4.2.2.1 – Membro di Tesero e di Mazzin (T+M).....	22
4.2.2.2 - Membro di Andraz (AND)	24
4.2.2.3 – Membro di Siusi (SIU)	25
4.2.2.4 – Membro delle Oolite a Gasteropodi (OG)	26
4.2.2.5 – Membro di Campil (CAM)	27
5 - DISCUSSIONE DEI DATI	29
5.1 - Evidenze di contesti tettonici passati.....	29
5.2 - Settore Occidentale.....	30

5.3 - Settore Orientale.....	30
5.4 - Le strutture tettoniche.....	32
6 - APPROFONDIMENTO.....	33
6.1 - Caratterizzazione sedimentologica delle Arenarie di Val Gardena.....	33
6.1.1 – Sequenza 1: Unità basale	33
6.1.2 – Sequenza 2: Facies di <i>sabkha</i>	34
6.1.3 - Sequenza 3: Facies fluviale.....	34
6.1.4 - Sequenza 4: Facies deltizie, lagunari e piane di marea.....	35
7 - CONCLUSIONI	36
8 - BIBLIOGRAFIA	38

RIASSUNTO

Il presente lavoro si è occupato di analizzare e descrivere l'assetto geologico, sedimentologico e strutturale dell'area di Passo Rolle (Trentino-Alto Adige), focalizzandosi sull'evoluzione paleoambientale permo-triassica e sulla risposta tettonica differenziale delle diverse unità alla deformazione alpina. La successione stratigrafica locale documenta la transizione da contesti continentali e vulcanici a sistemi marini e di piana costiera, comprendendo i prodotti ignimbrici del Gruppo Vulcanico Atesino, i *red beds* alluvionali delle Arenarie di Val Gardena, i depositi evaporitico-carbonatici della Formazione a Bellerophon e la sequenza silicoclastico-carbonatica della Formazione di Werfen. L'architettura tettonica è governata dalla Faglia di Passo Rolle, una discontinuità riattivata durante le fasi contrazionali alpine con dinamiche transpressive. Tale struttura funge da svincolo reologico tra il settore occidentale, dominato da un basamento vulcanico rigido debolmente deformato da set di raffreddamento e faglie minori, e il settore orientale, caratterizzato invece da un'intensa deformazione plastica, con pieghe e retro-sovrascorrimenti che interessano la copertura sedimentaria. È stato infine effettuato un approfondimento stratigrafico e sedimentologico della Formazione delle Arenarie della Val Gardena.

1 - INTRODUZIONE

Questa relazione sintetizza gli esiti del rilevamento geologico eseguito nell'area di Passo Rolle (TN) dal Corso di Studi in Scienze Geologiche dell'Università di Bologna. Lo studio propone un'analisi stratigrafico-strutturale di dettaglio delle formazioni permo-triassiche coinvolte dalla Faglia del Passo Rolle, tra l'omonimo passo e San Martino di Castrozza. La cartografia geologica prodotta (scala 1:7.500) e i relativi profili geologici a corredo (A-B e C-D) derivano dall'elaborazione dei dati di campagna. Il testo analizza nel dettaglio l'assetto strutturale e stratigrafico dell'area, descrivendo l'orientazione, le geometrie deformative e i caratteri cinematici degli elementi tettonici individuati.

L'area di studio si colloca all'estremità orientale della Catena del Lagorai e ai margini del Gruppo delle Pale di San Martino, in corrispondenza del valico di Passo Rolle (Trentino-Alto Adige; ~1900 m s.l.m., Fig. 1). Il passo funge da spartiacque idrogeografico tra i

bacini idrografici della Val di Fiemme (settore W-NW) e della Val Cismon / Primiero (settore E-SE). Dal punto di vista geomorfologico e strutturale, il settore risente della giustapposizione di due domini litologici e tettonici distinti:

- **Settore Orientale:** Dominato dal complesso carbonatico delle Pale di San Martino (Dolomia Principale e Formazione di San Martino), il cui rilievo principale è costituito dal Cimon della Pala.
- **Settore Occidentale:** Caratterizzato dalle vulcaniti permiane affioranti presso Cima Tognazza (Catena del Lagorai). La marcata discontinuità morfologica e le pareti sub-verticali locali sono strutturalmente controllate dal passaggio del sistema di faglie di Passo Rolle.



Figura 1: foto satellitare dell'area di rilevamento n°6 effettuata tramite Google Earth.

Dal punto di vista geomorfologico, il fondo valle interposto tra le due pareti sub-verticali è occupato da una copertura di depositi quaternari riconducibili a processi di alterazione e smantellamento *in situ* del substrato roccioso. Alla base dei rilievi, in corrispondenza delle discontinuità topografiche, si riscontra la presenza capillare di detrito di versante. Tale accumulo risulta particolarmente accentuato al piede di Cima Tognazza, dove l'elevata acclività della parete rocciosa favorisce la caduta e la concentrazione di clasti. Il deposito è prevalentemente costituito da blocchi metrici a spigoli vivi, caratterizzati da una buona cernita granulometrica e da un'elevata permeabilità; la dispersione laterale dei clasti appare tuttavia contenuta, limitata dalla massa elevata degli stessi e dall'improvvisa variazione di pendenza alla base del versante.

2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 - Evoluzione geologica del dominio alpino

2.1.1 - Evoluzione pre-Permiana e Orogenesi Varisica

L'evoluzione paleozoica dell'area alpina è in origine caratterizzata dai cicli orogenici pre-Varisico e Varisico, culminati con l'assemblaggio del supercontinente Pangea mediante la sutura tra Laurasia e Gondwana. Le analisi isotopiche U-Pb su zirconi detritici confermano la presenza di componenti clastiche di età precambriana all'interno del basamento polimetamorfosato. Eventi di subduzione lungo il margine settentrionale di Gondwana sono evidenziati da relitti ofiolitici mafici e ultramafici, dall'accrescimento di cunei orogenici e da prodotti di magmatismo calc-alkalino (460–430 Ma) rinvenibili nei basamenti delle Unità Elvetiche, Sudalpine e Austroalpine. La collisione continentale siluro-carbonifera ha generato un marcato ispessimento crostale, metamorfismo da basso a medio grado, processi anatettici e attività ignea sin-orogenica. Nel Carbonifero Superiore, il collasso estensionale dell'orogene Varisico è stato seguito dalla deposizione di successioni clastiche post-orogeniche in discordanza angolare (Dal Piaz et al., 2003).

2.1.2 - Fase Estensionale Permo-Mesozoica e Apertura della Tetide

Durante il Permiano, l'instaurazione di un regime tettonico estensionale ha comportato un progressivo assottigliamento litosferico, innescando risalite astenosferiche e l'*underplating* di batoliti gabbrici ricristallizzati in facies granulitica. Il conseguente apporto termico ha promosso la fusione anatettica della crosta continentale, attestata da intrusioni granitoidi e depositi vulcanoclastici superficiali. Nel Triassico Medio si registra un impulso magmatico calc-alkalino da sorgenti mantelliche arricchite durante il ciclo varisico. Nel transito Triassico Superiore–Giurassico Inferiore si osserva una migrazione verso est della placca africana rispetto al blocco eurasiatico espresso in termini di moto relativo, ciò ha guidato l'apertura del bacino di *pull-apart* della Tetide (Oceano Ligure-Piemontese) mediante meccanismi di *simple shear*. Tale bacino oceanico, interposto tra il blocco Adria e l'Europa, risultava delimitato da sistemi di faglie listriche trasformati e strutture a *half-graben* (Coward et al., 1989; Dal Piaz et al., 2003).

2.1.3 - Orogenesi Alpina ed Evoluzione Post-Collisionale

A partire dal Cretaceo Inferiore, la variazione della cinematica globale legata all'apertura dell'Atlantico settentrionale ha impresso una migrazione verso NE della placca africana,

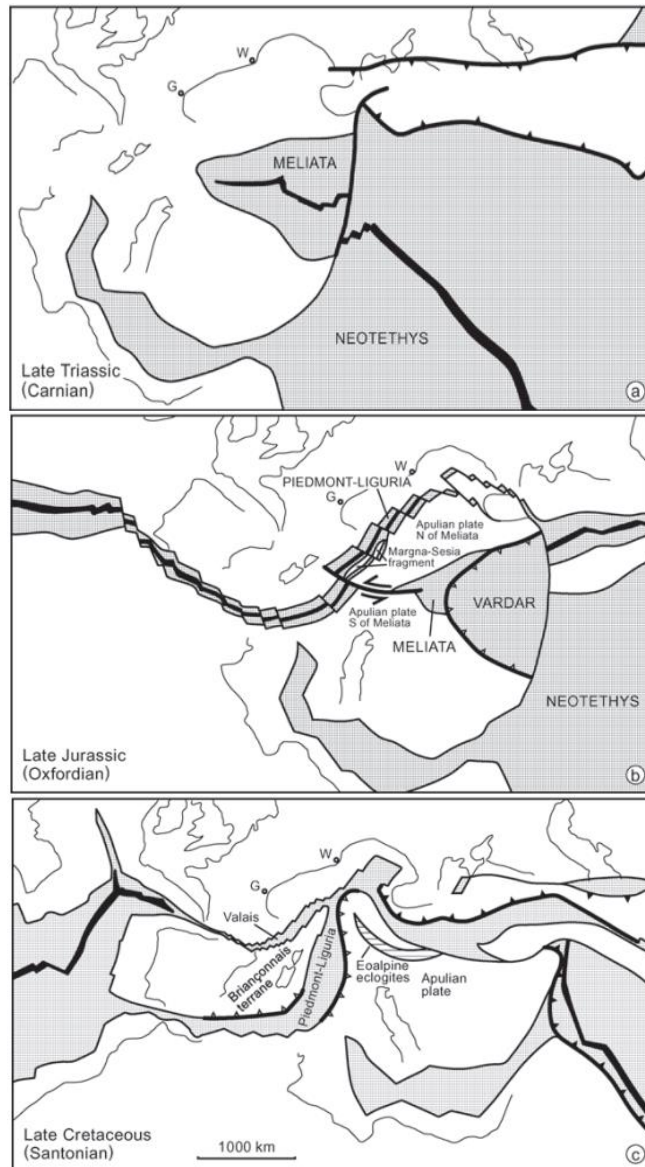


Figura 2: ricostruzione paleogeografica del bacino tetideo nel: a) Triassico Superiore, b) Giurassico Superiore, c) Cretaceo Superiore (Schmid et al., 2004).

avviando la chiusura progressiva del bacino tetideo e la strutturazione della catena alpina (Coward et al., 1989). La deformazione si è originata nel dominio Austroalpino orientale (area carpatica) con la sutura dell'Oceano Vardar, documentata da complessi ofiolitici giurassici obdotti e *mélange* tettonici connessi al ramo Neotetideo Meliata (Dal Piaz et al., 2003).

Nel Cretaceo Superiore–Eocene Inferiore, la subduzione della litosfera oceanica piemontese al di sotto del margine attivo di Adria ha generato un cuneo di accrescimento sin-collisionale (Fig. 2). Il regime di alta pressione e bassa temperatura (*HP-LT*) associato a questa fase è testimoniato dalle paragenesi in facies scisti blu ed eclogitica conservate nelle falde Pennidiche, successivamente esumate.

Tra l'Eocene Superiore e l'Oligocene Inferiore, il progressivo stacco della litosfera subdotta (*slab break-off*) e il

riequilibrio termico hanno indotto l'evento metamorfico barroviano mesoalpino (Dal Piaz et al., 2003). Questo assetto geodinamico ha favorito l'insorgenza di un magmatismo post-collisionale ad affinità calc-alcalina ed ultrapotassica, messo in posto lungo il Lineamento Periadriatico sotto forma di corpi plutonici e sciame di dicchi (Bigi et al., 1990). L'attività magmatica si è esaurita nel tardo Oligocene a causa del ripristino di fasi contrazionali. La successiva indentazione rigida della microplacca Adria contro il retro del cuneo orogenico ha guidato processi di estrusione tettonica laterale e verticale, alimentando la convergenza

Adria-Europa tuttora attiva, come evidenziato dalla sismicità e dai dati geodetici GNSS (Dal Piaz et al., 2003).

2.2 - I domini alpini

L'edificio orogenico alpino è suddiviso in quattro domini strutturali principali, distinti per affiliazione paleogeografica, litofacies ed evoluzione tettono-metamorfica (Fig. 3).

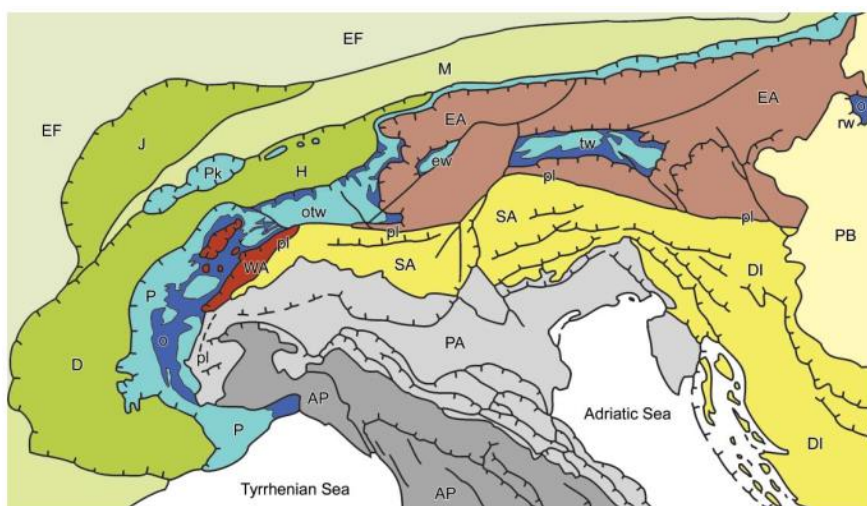


Figura 3: mappa geologica delle Alpi suddivisa in domini: in verde è raffigurato il dominio Elvetico, in azzurro/blu, il dominio Pennidico, in marrone l'Austroalpino e in giallo il Sudalpino (Dal Piaz et al., 2003).

2.2.1 - Dominio Elvetico e Subpennidico

Il Dominio Elvetico, situato nella parte occidentale della catena, rappresenta la porzione prossimale del margine continentale passivo della placca Eurasiatica. È costituito da coltri sedimentarie mesozoiche scollate dal substrato e vergenti verso i settori esterni, unitamente ai massicci cristallini esterni (es. Massiccio del Monte Bianco) che testimoniano il coinvolgimento del basamento europeo in un regime tettonico di tipo *thick-skinned* (Pfiffner et al., 2002; Schmid et al., 2004).

Il Dominio Subpennidico affiora nelle finestre tettoniche (es. Duomo Leontino, Finestra dei Tauri) e deriva dal margine europeo distale, costituendo l'elemento basale del cuneo orogenico alpino (Schmid et al., 2004).

2.2.2 - Dominio Pennidico

Il Dominio Pennidico comprende le unità derivanti dai bacini oceanici della Tetide alpina e dai frammenti continentali interposti tra la placca Eurasiatica e la piastra Adria. Il dominio è articolato in tre settori principali (Schmid et al., 2004):

- **Pennidico inferiore:** Composto da successioni del bacino oceanico del Cretaceo Inferiore (Valaisano), costituite da sequenze ofiolitiche e metasedimenti pelagici (Bündnerschiefer).
- **Pennidico medio:** Rappresenta un micro-continente, isolato dal margine europeo, e include massicci basali polimetamorfici improntati da metamorfismo di alta pressione (es. Monte Rosa, Gran Paradiso).
- **Pennidico superiore:** Corrisponde al settore principale del bacino oceanico giurassico (Oceano Ligure-Piemontese). Occupa la posizione strutturale sommitale del dominio e conserva paragenesi eclogitiche indicative di subduzione profonda.

2.2.3 - Dominio Austroalpino

Riconducibile al margine settentrionale della microplacca Adria (promontorio apulo), il Dominio Austroalpino rappresenta l'unica aliquota orogenica interessata da una duplice sovrapposizione tettonica: la fase Eoalpina (Cretaceo) e la fase Neoalpina/Terziaria (Pfiffner et al., 2002; Schmid et al., 2004). Sulla base delle relazioni strutturali e dell'evoluzione metamorfica polifasica del basamento, il dominio viene suddiviso nei sistemi Ötztal-Bundschuh, Koralpe-Wölz e Silvretta-Seckau (Schmid et al., 2004).

2.2.4 - Dominio Sudalpino

Il Dominio Sudalpino costituisce il retro-cuneo orogenico a vergenza meridionale, separato dai domini settentrionali dal sistema di faglie del Lineamento Periadriatico (comprendente i lineamenti Insubrico, del Tonale, delle Giudicarie e del Gailtal). A differenza dei settori alpini esterni, il Sudalpino è privo di metamorfismo di alta pressione di età alpina (Schmid et al., 1989, 2004; Curzi et al., 2023, 2024). Un'eccezione è rappresentata dalla Zona d'Ivrea, porzione di crosta profonda e mantello sottocrostante sollevata che agisce come un *indenter* rigido accoppiato ai movimenti della placca adriatica verso W-NW (Schmid et al., 1989, 2004; Pfiffner et al., 2002). Il Lineamento Periadriatico consiste in una dislocazione transpressiva destra post-oligocenica che ha guidato l'esumazione di unità crostali profonde. La polarità della subduzione subisce una variazione lungo lo *strike* del sistema: nei settori occidentale e centrale la litosfera europea si subduce al di sotto di Adria, mentre nel settore orientale la geometria si inverte. Tale riassetto cinematico, innescatosi nel Miocene, ha guidato la riorganizzazione dei bacini avampaese (es. migrazione verso ovest dei depositi

molassici) e la flessione della placca europea sotto il carico dell'*indenter* adriatico (Pfiffner et al., 2002).

2.3 - Le Dolomiti

2.3.1 - Inquadramento strutturale e geodinamico

L'area oggetto di studio si inserisce nel settore orientale del Dominio Sudalpino, delimitato a nord dalla Linea Insubrica (Lineamento Periadriatico), a est dal sistema delle Dinaridi, a sud dalla Pianura Padano-Veneta e a ovest dal sistema di faglie delle Giudicarie (Fig. 4). La regione delle Dolomiti costituisce un importante sinclinorio di età neogenica, all'interno del quale è preservata una successione sedimentaria pressoché continua dal Permiano al Cretaceo (Curzi et al., 2023, 2024). La strutturazione di tale sinclinorio è associata allo

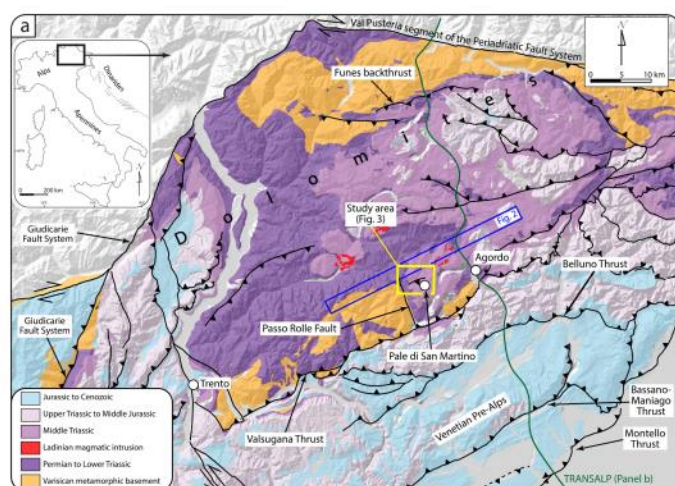


Figura 4: mappa geologica delle Alpi sud-orientali (Curzi et al., 2023).

sviluppo di un'architettura a *pop-up* (Fig. 5) su scala regionale (estesa per circa 60 km), delimitata da due principali sistemi tettonici a vergenza opposta (Bosellini et al., 2003; Lustrino et al., 2019; Curzi et al., 2023). In questo assetto, un ruolo cinematico fondamentale è svolto dai retro-sovrascorrimenti (*back-thrust*), la cui vergenza differisce rispetto ai

sovrascorrimenti principali del Dominio Sudalpino, documentando le fasi di inversione tettonica che hanno interessato il margine della placca Adria durante l'orogenesi (Curzi et al., 2023). I limiti strutturali del settore sono rappresentati dal retroscorrimento di Funes a nord e dal sovrascorrimento della Valsugana a sud; quest'ultimo consiste in una struttura contrazionale neogenica a vergenza S-SE. Il confinamento tra questi due sistemi contrapposti ha consentito al blocco Dolomitico di comportarsi come un elemento di crosta superiore rigidamente preservato, caratterizzato da un grado di deformazione interna significativamente inferiore rispetto alle adiacenti unità della catena alpina (Fig. 5) (Bosellini et al., 2003; Furin et al., 2008).

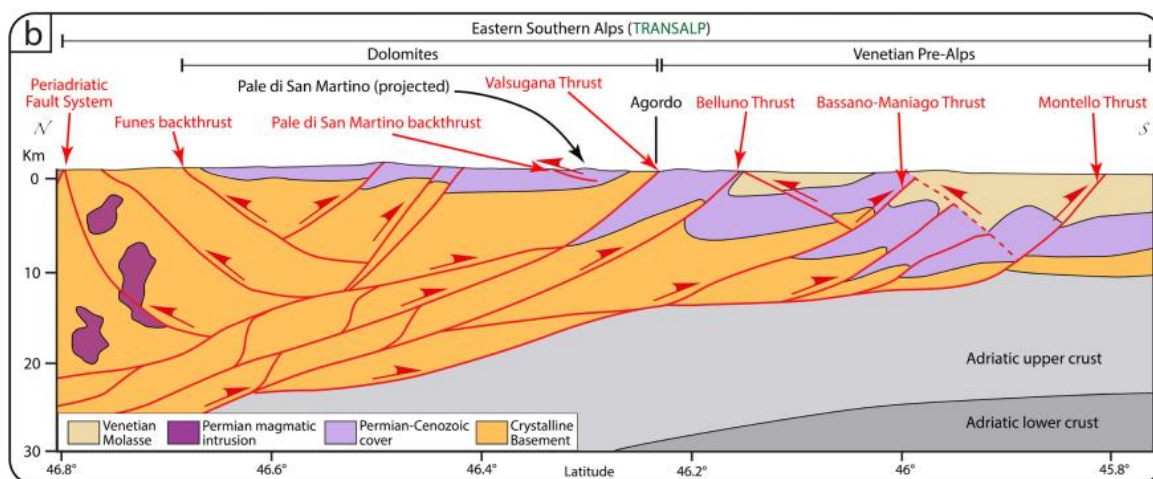


Figura 5: sezione geologica del Alpi sud-orientali (Curzi et al., 2023).

2.3.2 - Stratigrafia

La successione stratigrafica analizzata affiora dal Gruppo Vulcanico Atesino fino al Membro di Campil della Formazione di Werfen (Fig. 6)

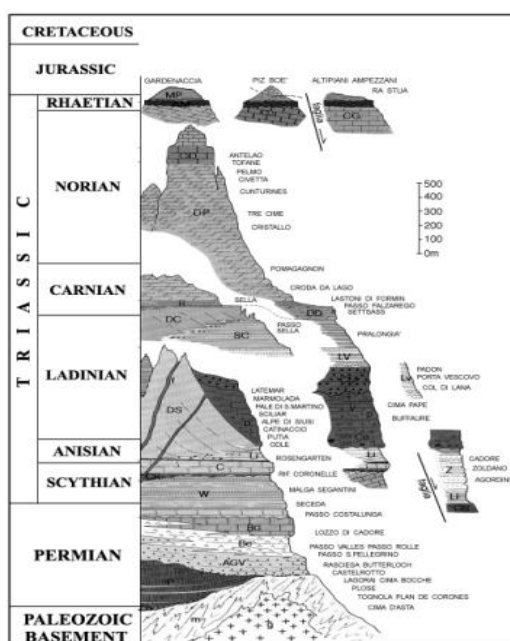


Figura 6: schematizzazione della stratigrafia delle Dolomiti (Bosellini et al., 2003).

2.3.2.1 - Gruppo Vulcanico Atesino (GVA)

Il Gruppo Vulcanico Atesino (GVA) è rappresentato da una sequenza vulcano-sedimentaria e ignimbratica con spessori compresi tra 1500 e 2000 m nella sezione tipo della Val d'Adige, estendendosi arealmente per circa 2000 km² tra le province di Trento e Bolzano (Bosellini et al., 1996; Vallè et al., 2023). La messa in posto del complesso si colloca nel Permiano

Inferiore (circa 289–274 Ma) ed è geneticamente legata alle fasi estensive/transtensive successive al collasso dell'orogene Varisico (Willcock et al., 2013). La risalita dei magmi è stata strutturalmente controllata da sistemi di faglie sin-vulcaniche orientati lungo le direttrici Giudicarie e Valsugana. L'assetto vulcanologico era caratterizzato da complessi calderici nidificati, tra cui la Caldera di Bolzano (diametro di circa 70 km; Fig. 7), e da intrusioni plutoniche comagmatiche associate (es. Granito di Cima d'Asta, Granito di Bressanone) (Bosellini et al., 1996).

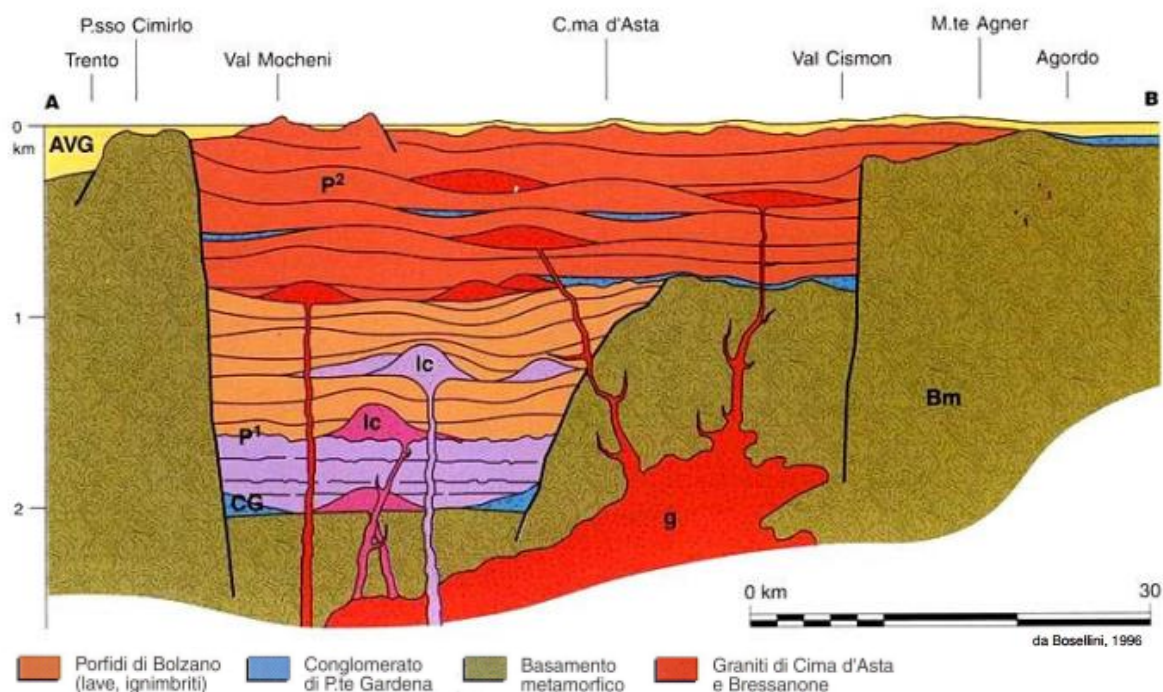


Figura 7: sezione geologica della Caldera di Bolzano (Bosellini et al., 1996).

L'evoluzione del GVA è articolata in due cicli eruttivi principali:

- **Ciclo Inferiore:** Caratterizzato da ignimbriti andesitiche, dacitiche e riodacitiche (es. duomi della Formazione di Monte Luco e colate della Formazione di Sarentino) alternate a depositi ignimbritici piroclastici (Formazioni di Castel Leone e Gargazzone) (Morelli et al., 2007; Vallè et al., 2023). La stasi temporale dell'attività eruttiva è testimoniata dall'intercalazione di livelli epiclastici, come la Formazione di Guncina (Vallè et al., 2023).
- **Ciclo Superiore:** Dominato da un vulcanismo effusivo ed esplosivo a composizione riolitica, responsabile della deposizione delle ignimbriti di Nalles, Andriano e Gries (Morelli et al., 2007).

La fase sommitale del magmatismo è rappresentata dall'evento ignimbritico di Ora (277–274 Ma) (Marocchi et al., 2008). L'eruzione ha emesso un volume di magma superiore a 1290 km³, determinando il riempimento della caldera di Ora con accumuli ignimbritici riolitici dallo spessore massimo di 1350 m. La dinamica eruttiva, priva di una fase pliniana

sostenuta, è stata guidata dal collasso di fontane e dal flusso di correnti piroclastiche ad alta densità e temperatura; tale meccanismo ha consentito la saldatura precoce dei depositi ("porfidi"). Le ignimbriti della Formazione di Ora mostrano una tessitura eutassitica marcata, con orientazione di fiamme parallelamente al piano di deposizione, e un'associazione mineralogica improntata a quarzo, sanidino, plagioclasio e biotite (Morelli et al., 2007; Willcock et al., 2013). La definitiva cessazione dell'attività magmatica si colloca a circa 260 Ma (Bosellini et al., 1996). La successiva stasi e spianamento erosivo della superficie vulcanica hanno generato una discordanza regionale, sopra la quale si instaurerà la formazione delle Arenarie di Val Gardena, marcando l'inizio della successione sedimentaria dolomitica (Bosellini et al., 2003; Gianolla et al., 2008).

2.3.2.2 - Arenarie di Val Gardena (AVG)

La Formazione delle Arenarie di Val Gardena (AVG) si è depositata a partire da circa 260 Ma, in seguito all'estinzione del vulcanismo permiano. La genesi della formazione è legata allo smantellamento erosivo del Gruppo Vulcanico Atesino e del basamento metamorfico varisico (Bosellini et al., 1996; Gianolla et al., 2008). Petrograficamente, la formazione è dominata da areniti la cui composizione rispecchia direttamente la natura del substrato eroso. Tale caratteristica mineralogico-petrografica conferisce ai depositi la tipica colorazione rossastra (*red beds*). Gli spessori risultano estremamente variabili a scala regionale, condizionati dal controllo topografico esercitato dal rilievo vulcanico preesistente e dai marcati contatti erosivi di natura fluviale alla base della successione (Gianolla et al., 2008; Gretter et al., 2013). L'ambiente sedimentario si è evoluto all'interno di un bacino

alluvionale continentalizzato, sviluppatosi in condizioni di clima arido o semiarido (Bosellini et al., 1996; Gianolla et al., 2008). L'architettura dei sistemi deposizionali mostra un'evoluzione verticale da reti fluviali a canali intrecciati (*braided*), ad alta energia e caratterizzate dal trasporto di ghiaie e sabbie grossolane, verso sistemi meandriiformi e piane di inondazione (Bosellini et al., 1996, Fig. 8).

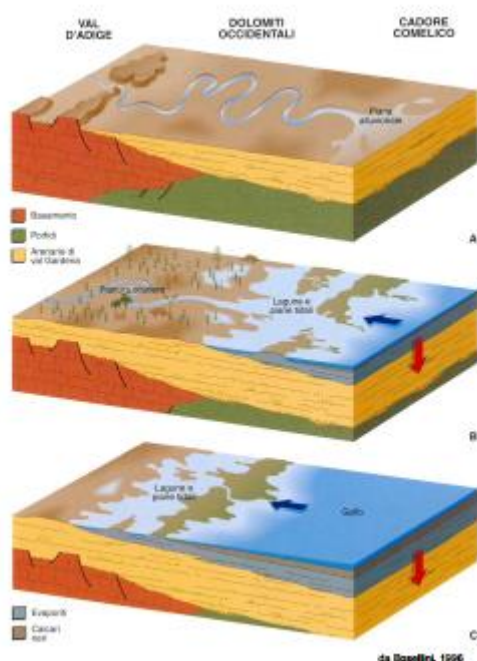


Figura 8: rappresentazione di una sequenza progradante del paleoambiente dolomitico da continentale, con sedimentazione delle AVG, a sabkha con deposizione del BEL (Bosellini et al., 1996).

La successione evidenzia una tendenza granulometrica complessivamente *fining-upward*, indicativo del progressivo stazionamento erosivo dei rilievi alimentanti, combinato con una subsidenza regionale continua e con i primi effetti della trasgressione marina di età permiana superiore. Difatti nei membri inferiori notiamo una prevalenza di conglomerati e di arenarie grossolane con stratificazioni incrociate a festoni e planari. In questi livelli è registrabile l'evento di inversione magnetica Illawarra (~259 Ma). Nei membri mediani si nota un'alternanza di areniti medio-fini e siltiti rosse riconducibili a depositi di piana alluvionale e tracimazione (*overbank*). Infine, nei membri superiori si trovano siltiti fini e peliti con le prime intercalazioni carbonatiche dolomitiche appartenenti alla formazione di Bellerophon (Gianolla et al., 2008; Gretter et al., 2013). Il contenuto paleontologico della formazione include tetrapodi e icnofossili (*Pachypes dolomiticus*, *Rhynchosauroides*) unitamente ad associazioni paleobotaniche a conifere (es. *Ortiseia*), impiegati quali indicatori biostratigrafici e paleoambientali per il Permiano Superiore.

2.3.2.3 - Formazione a Bellerophon (BEL)

La Formazione a Bellerophon (BEL) registra il primo evento trasgressivo marino di rilevanza regionale nell'area dolomitica, marcando la transizione dai sistemi continentali permiani a quelli marini marginali e di piattaforma del Permiano Superiore (Bosellini, 1989, Bosellini et al., 1996). La denominazione della formazione deriva dalla frequente presenza del gasteropode *Bellerophon*, sebbene tale taxon non risulti localmente rinvenuto nell'area in esame (Bosellini, 1989). Il passaggio stratigrafico dalle sottostanti Arenarie di Val Gardena si attua mediante eteropia laterale di facies e interdigitazioni complesse, evidenziate dall'intercalazione di livelli dolomitici grigi all'interno della porzione sommitale delle sequenze arenacee (Gianolla et al., 2008). L'evoluzione deposizionale è controllata dal progressivo avanzamento del bacino della Paleotetide, che ha determinato l'instaurazione di ambienti lagunari, piane marea e ambienti di sabkha soggetti a marcata evaporazione (Bosellini, 1989; Bosellini et al., 1996).

La successione è suddivisa in due membri/facies principali:

- **Facies Fiammazza (facies basale):** Costituita da un'alternanza di dolomie marnose grigie, marne, argilliti scure e livelli evaporitici (gessi laminati e nodulari in banchi di spessore metrico). L'alternanza tra evaporiti e siltiti documenta fluttuazioni ad alta frequenza del livello del mare ed oscillazioni ambientali in contesto sabkha/lagunare (Massari et al., 1994).
- **Facies Badiota (facies sommitale):** Caratterizzata da calcari e calcari dolomitici scuri e nerastri, localmente bituminosi, organizzati in strati da medi a massicci. Le

litofacies riflettono condizioni anossiche o sub-anossiche sul fondo del bacino (Bosellini, 1989).

La Formazione a Bellerophon sfuma con continuità verso la sovrastante Formazione di Werfen, registrando il passaggio tra il Paleozoico e il Mesozoico (limite Permo-Trias), in coincidenza con il principale evento di estinzione di massa del Fanerozoico (Bosellini et al., 1996).

2.3.2.4 - Formazione di Werfen

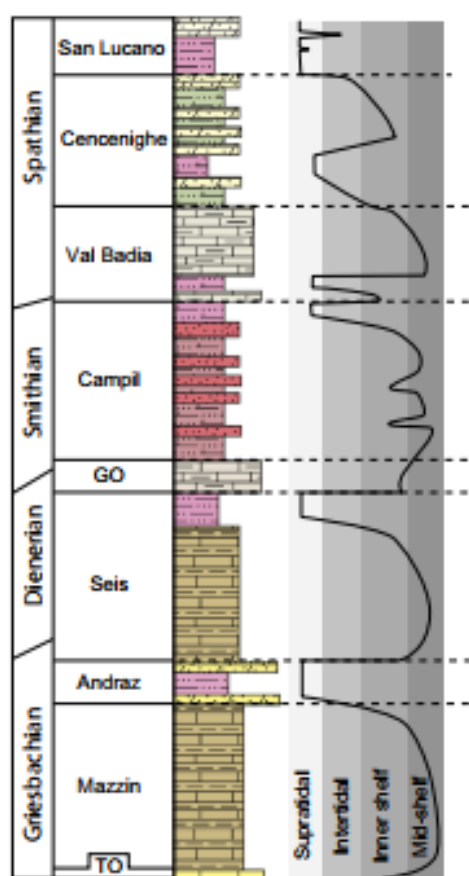


Figura 9: transetto di un'immagine presa da Hoffman et al., 2015 dove viene rappresentata la Formazione di Werfen con un log stratigrafico rappresentante anche le variazioni del livello marino in cui si sono depositati i vari membri (Hoffman et al 2015).

La Formazione di Werfen (Triassico Inferiore, Induano–Olenekiano) costituisce una successione di riferimento a scala globale per lo studio della radiazione biotica post-evento di estinzione di massa Permo-Triassico (Erwin, 1994; Hofmann et al., 2011). Con uno spessore complessivo di circa 500 m, la formazione comprende un'alternanza di depositi carbonatici e silicoclastici marini (Fig. 9), sedimentatisi lungo il margine occidentale del bacino della Tetide (Hofmann et al., 2015). L'ambiente di deposizione era localizzato in una fascia tropicale arida, analogamente agli odierni contesti di piattaforma del Golfo Persico (Bosellini, 1989), ed è stato interessato da fluttuazioni eustatiche ad alta frequenza che hanno guidato la migrazione di litofacies da piattaforma marina aperta a piana tidale e sopratidale (Twitchett & Wignall, 1996). I contatti tra i singoli membri risultano prevalentemente graduali e paraconformi.

Nell'area di studio affiorano i seguenti membri:

- **Membro di Tesero:** Costituito da 1–4 m di calcari oolitici e bioclastici grigi, depositatisi in contesti di alta energia in acque basse (Posenato, 2001). A causa del ridotto spessore e della continuità litologica con la porzione sovrastante, nella cartografia di dettaglio il membro viene frequentemente raggruppato con il successivo Membro di Mazzin.

- **Membro di Mazzin:** Caratterizzato da circa 40 m di marne laminate, micriti e intercalazioni di *packstone* grigio-verdastri. La deposizione è riconducibile a un ambiente subtidale di piattaforma intermedia, al di sotto della base del moto ondoso ordinario, con episodiche tempesti (*storm-layer*). L'assenza di bioturbazione riflette condizioni di anossia o ipossia al fondo (Hofmann et al., 2015).
- **Membro di Andraz:** Spessore di circa 25 m, dominato da dolomie marnose giallastre e siltiti rosse fittamente laminate, indicative di un prolungato ambiente di piana sopratidale ed evaporitica (Hofmann et al., 2015).
- **Membro di Siusi:** Registra una nuova fase trasgressiva con la deposizione di calcari marnosi e calcareniti. Presenta una bipartizione litologica: una porzione basale a prevalenza carbonatica e una sommitale, di colore vinaccia-verdastro, arricchita in frazione pelitica. L'ambiente è riconducibile a una piattaforma medio-distale con *trend shallowing-upward*. Biostratigraficamente, il membro è caratterizzato dalla presenza dei bivalvi *Claraia clarai* e *Claraia aurita* (Hofmann et al., 2015).
- **Membro delle Ooliti a Gasteropodi:** Spessore di circa 35 m, caratterizzato da banchi massicci di calcari oolitici rosati/violacei e *grainstone* bioclastici di piattaforma interna. Presenta abbondanti resti fossili di gasteropodi e strutture idrodinamiche da trazione quali *megaripple* (Hofmann et al., 2015).
- **Membro di Campil:** Presenta uno spessore di circa 100 m ed è composto da areniti micacee rosse e siltiti, la cui deposizione riflette un marcato incremento dell'apporto terrigeno continentale. Elevati tassi di sedimentazione sono documentati da strutture di deformazione idroplastica (*ball-and-pillow*), mentre l'azione del moto ondoso di tempesta è attestata da *hummocky cross-stratification* (HCS) e *ripple cross-lamination* (Hofmann et al., 2015; Baucon & Neto de Carvalho, 2016).

I membri sommitali della formazione (Val Badia, Cencenighe e San Lucano) non risultano affioranti né preservati nell'area d'esame.

2.3.3 - Strutture tettoniche

2.3.3.1 - La Faglia di Passo Rolle (PRF)

La Faglia di Passo Rolle (PRF) costituisce una delle principali dislocazioni tettoniche delle Dolomiti occidentali, registrando l'evoluzione dai regimi estensionali mesozoici alle riattivazioni contrazionali e transpressive alpine. L'origine della PRF si colloca nel Permiano, all'interno di un contesto di assottigliamento crostale controllato da estensione con asse E-W, che ha condotto allo sviluppo di faglie normali a orientamento sub-meridiano

(N-S). Durante questo intervallo, la PRF ha svolto il ruolo di linea di controllo strutturale della deposizione magmatica: ad ovest della faglia si registrano accumuli ignimbrici con spessori di centinaia di metri, mentre a est la successione risulta assente. Tale assetto evidenzia come la PRF agisse da barriera morfostrutturale in grado di delimitare la propagazione confinata delle correnti piroclastiche permiane. Nel transito Triassico Superiore–Giurassico Inferiore, in concomitanza con la fase *rifting* legata all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese, la PRF è stata riattivata quale struttura di bordo tra domini a diversa subsidenza, contribuendo alla segmentazione del margine in blocchi tipo *horst* e *graben* e separando l'Alto di Trento (a ovest) dal Bacino di Belluno (a est). Durante l'orogenesi alpina, la PRF ha subito un'inversione tettonica con cinematica transpressiva. L'assetto attuale presenta un'orientazione generale NNW-SSE con immersione ad alto angolo verso E; la struttura si raccorda a sud con il sistema di sovrascorrimento della Valsugana e prosegue verso nord sfumando progressivamente con rigetti via via minori fino all'annullamento. La componente transpressiva associata all'inversione alpina ha determinato locale strutturazione a fiore positivo (es. nei settori adiacenti a Punta Rolle). Dal punto di vista geomeccanico, la PRF ha generato una marcata discontinuità di rigidità tra i due blocchi adiacenti, localizzando la deformazione:

- **Settore Orientale:** La presenza della successione sedimentaria carbonatico-silicoclastica, caratterizzata da una resistenza meccanica ridotta rispetto al basamento vulcanico, ha concentrato la deformazione contrazionale. Ciò ha favorito la genesi di pieghe a scala chilometrica (responsabili dell'assetto del Gruppo delle Pale di San Martino) e di sovrascorrimenti a vergenza NW (es. *back-thrust* del Cimon della Pala).
- **Settore Occidentale:** Costituito prevalentemente dalle facies ignimbriche e dalle areniti delle AVG, il blocco presenta una rigidità elevata. La deformazione vi si esprime in modo subordinato attraverso faglie trascorrenti (*strike-slip*) minori e retroscorrimenti locali che riattivano discontinuità tessiturali preesistenti, quali i giunti di raffreddamento dell'ammasso ignimbrico (Curzi et al., 2023).

3 - METODOLOGIA

La ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale dell'area di Passo Rolle si è articolata attraverso un approccio metodologico multilivello, integrando il rilevamento geologico di terreno con l'elaborazione analitica e la restituzione cartografica dei dati acquisti. Il rilevamento sul campo è stato condotto su carta topografica di base a scala 1:7.500, medesima scala adottata per la redazione dell'elaborato cartografico finale.

L'indagine di campagna ha previsto una transizione scalare dalle osservazioni stratigrafico-strutturali a carattere regionale fino all'analisi di dettaglio sui singoli affioramenti (i quali sono stati puntualmente censiti e georiferiti nella carta geologica allegata). La caratterizzazione litologica sui campioni a mano ha riguardato la descrizione sistematica di colore, tessitura, granulometria, mineralogia, stato di alterazione e contenuto paleontologico. Parallelamente, è stato effettuato il rilievo giaciturale dei piani di stratificazione (S_0) e dei sistemi di discontinuità strutturali. Per le strutture deformative fragili (faglie e fratture) si è proceduto alla misurazione dell'orientazione dei piani e delle relative lineazioni (*slickenline*). L'analisi cinematica è stata integrata dall'osservazione di indicatori tettonici e cinematici a scala di affioramento, quali gradini di calcite, specchi di faglia con rigetti visibili della stratificazione. Nelle strutture duttili (pieghe) si è provveduto alla determinazione geometrica dell'asse e della superficie assiale. L'insieme dei dati strutturali è stato sottoposto ad analisi stereografica proiettando gli elementi su reticolo di Schmidt (emisfero inferiore) mediante l'impiego del software *Stereonet*. L'analisi è stata condotta suddividendo i dati per domini strutturali omogenei e/o per unità litostratigrafiche.

La sintesi dei dati di terreno ha condotto alla realizzazione della carta geologica e delle relative sezioni geologiche. La scelta degli elementi rappresentati in carta è stata guidata dal limite di risoluzione imponibile dalla scala di lavoro (1:7.500). Infine, la profilatura delle sezioni geologiche è stata eseguita integrando i dati giaciturali affioranti, le tracce dei limiti stratigrafici e le informazioni desunte dalla colonna stratigrafica di sintesi dell'area, garantendo una coerente estrapolazione geometrica delle strutture in profondità. La digitalizzazione, l'elaborazione GIS e il *layout* grafico degli elaborati finali sono stati condotti mediante i software open-source *QGIS* e *Inkscape*.

Lo studio si basa sul modello di suddivisione stratigrafica e sedimentologica proposto da Wopfner e Drake-Brockman (2017), il quale ripartisce la Formazione delle Arenarie di Val Gardena in quattro associazioni di facies principali. Tali unità sono state identificate e validate direttamente sul campo attraverso l'analisi di terreno, il rilevamento fotografico e la successiva correlazione analitica delle strutture sedimentarie osservate.

4 - DATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO E STRUTTURALE

L'assetto strutturale dell'area di studio è primariamente controllato dalla Faglia di Passo Rolle, una discontinuità a marcato rigetto che compartimenta l'area in due settori distinti: il Settore Occidentale e il Settore Orientale. Tali settori evidenziano sostanziali difformità sia dal punto di vista litostratigrafico che sotto il profilo dello stile deformativo.

4.1 - Settore Occidentale

Nel settore occidentale, ad ovest del tracciato della Faglia di Passo Rolle, affiorano le successioni del Gruppo Vulcanico Atesino (GVA) e delle sovrastanti Arenarie di Val Gardena (AVG). Tali unità si presentano con giaciture concordanti e sono interessate da un grado di deformazione tettonica trascurabile o del tutto assente.

4.1.1 - Gruppo Vulcanico Atesino (AVG)

Il Gruppo Vulcanico Atesino affiora quasi esclusivamente ad ovest della Faglia di Passo Rolle, dove costituisce l'imponente parete sub-verticale esposta verso est di Cima Tognazza (Fig. 12). Al piede del rilievo sono ampiamente diffusi depositi di detrito di versante ad organizzazione massiva, originati dall'instabilità gravitativa della parete rocciosa. Dal punto di vista petrografico, la formazione è rappresentata da ignimbriti fortemente saldate a matrice afanitica con fenocristalli di quarzo, plagioclasio, sanidino e biotite. All'interno della matrice si osservano strutture eutassitiche (fiamme) allungate e

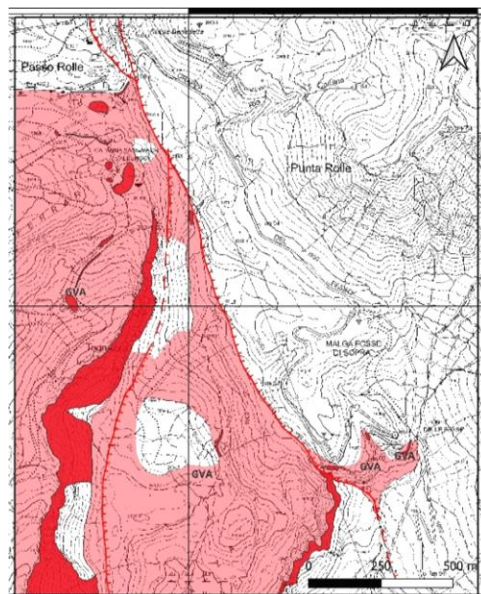


Figura 10: carta digitalizzata in QGIS che evidenzia il GVA.

isoorientate lungo i piani di deposizione, unitamente a clasti litici accessori (Fig. 11) derivati

da lave di precedenti cicli eruttivi e clasti accidentali (Fig.10) di filladi provenienti dal basamento metamorfico varisico.



Figura 11: litico accessorio proveniente da colate laviche precedenti.



Figura 12: litico accidentale probabilmente proveniente dal basamento filladico.

L'analisi strutturale condotta presso la parete della Palestra Fiamme Gialle (Fig. 13) e lungo il versante W-NW evidenzia un sistema triassiale di discontinuità di raffreddamento sub-ortogonali tra loro. Il set a basso angolo S_{01} , immergente verso NW, mostra gradini di calcite con strie di scorrimento (*slickenline*, Fig. 15) a cinematica *dip-slip*, orientate lungo la direzione di massima immersione e indicative di una riattivazione contrattile a basso angolo delle anisotropie primarie. Gli altri due set di fratturazione, S_{02} e S_{03} , si presentano ad alto angolo e immergono rispettivamente verso sud e verso est.

L'assetto dell'ammasso vulcanico sul versante nord-occidentale è infine completato dalla presenza di un dicco porfirico a giacitura sub-verticale orientato NW-SE (Fig. 17).

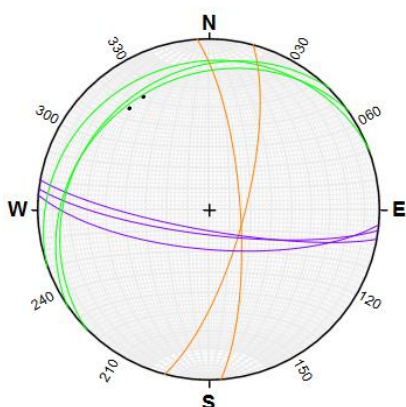


Figura 13: stereogramma dove sono plottate le misurazioni delle S_0 effettuate nella Palestra Fiamme Gialle: S_{01} in verde, S_{02} in viola, S_{03} in arancione.



Figura 14: foto della Palestra Fiamme Gialle con evidenziazione dei tre set di raffreddamento.



Figura 17: dicco all'interno della formazione del GVA (scala: cartellina nera).

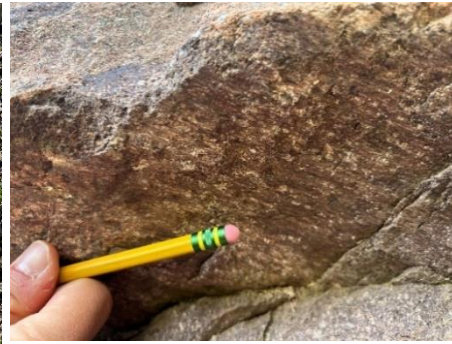


Figura 16: slickenline sulla superficie S_{01} nel GVA (scala: matita).

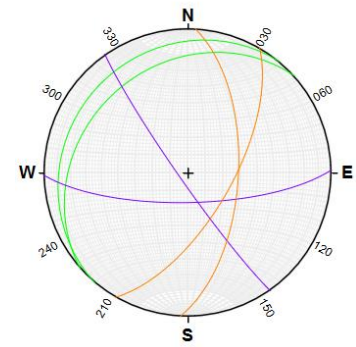


Figura 15: stereogramma delle S_0 prese sul versante W-NW di Cima Tognazza. Si nota come ci sia concordanza con l'affioramento della Palestra Fiamme Gialle.

4.1.2 - Arenarie di Val Gardena (AVG)

La Formazione delle Arenarie di Val Gardena affiora all'interno dell'areale n. 6, in corrispondenza del promontorio situato al piede di Cima Tognazza, lungo il margine nord della sede stradale di Passo Rolle e a sud di Malga Fosse di Sopra (Fig. 18). L'unità si caratterizza per la tipica colorazione rosso-mattone legata a processi di ossidazione continentale dei minerali ferriferi, i quali derivano principalmente dallo smantellamento ed erosione dei prodotti ignimbrici del sottostante Gruppo Vulcanico Atesino.

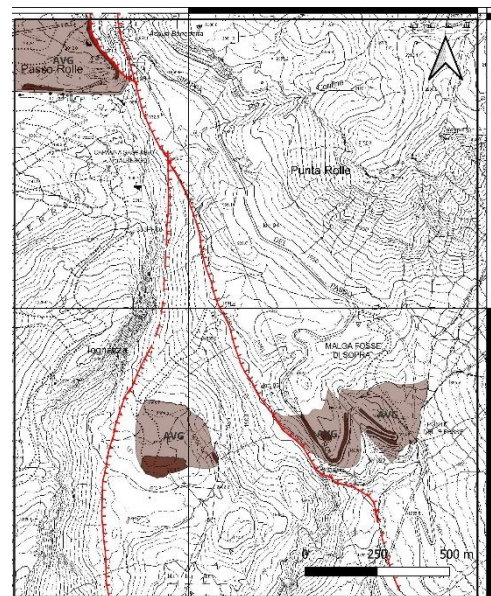


Figura 18: carta digitalizzata in QGIS che mette in evidenza le AVG.

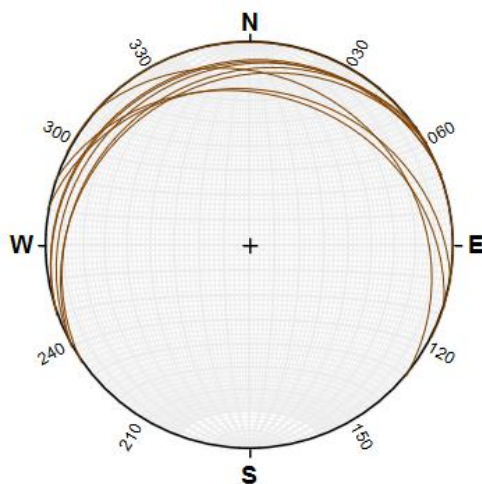


Figura 19. stereogramma con le giaciture degli affioramenti delle AVG.

I dati giaciture evidenziano un'immersione costante compresa tra i quadranti di NW e NE (Fig. 19).

Le Arenarie di Val Gardena poggiano in discordanza erosiva diretta sul Gruppo Vulcanico Atesino, evidenziando contatti basali nettamente esposti in più punti (Figg. 21 e 22).

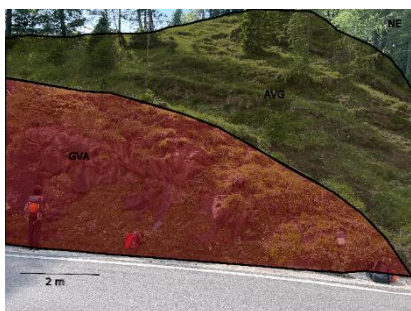


Figura 22: contatto basale dell'AVG nella zona SE dell'area di studio.

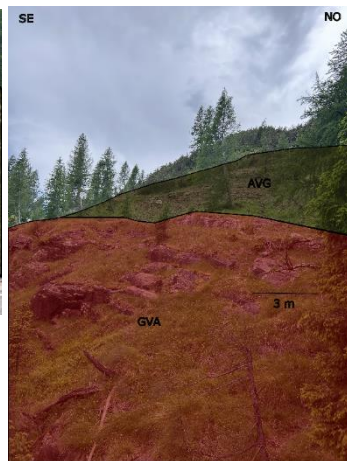


Figura 21: contatto basale delle AVG nella zona SW dell'area di studio.



Figura 20: facies di canale nelle AVG (scala: cartellina nera).

L'analisi sedimentologica mostra una marcata stratificazione incrociata associata a superfici erosive intraformazionali che separano differenti sequenze d'incisione e riempimento di canale fluvio-alluvionale (*channel-fill*, Fig. 20). Nel settore sud-orientale, in prossimità della struttura trascorrente a carattere regionale che attraversa la Formazione a Bellerophon e le Arenarie di Val Gardena (Fig. 23), la formazione registra una tettonizzazione di tipo transpressivo. Tale assetto è testimoniato da due faglie principali sub-verticali i cui piani presentano marcati specchi di faglia (Fig. 24) ricchi di strie di scorrimento (*slickenline*, Fig. 25). Infine, la successione arenacea risulta intrusa da tre dicchi basici a sviluppo sub-verticale, aventi la medesima natura e orientazione di quello riscontrato nel sottostante corpo vulcanico.



Figura 25: affioramento dove si evidenzia la cinematica trans-pessiva delle faglie.



Figura 24: slickenline presenti nell'affioramento in figura 23 (scala: libretto di campagna).

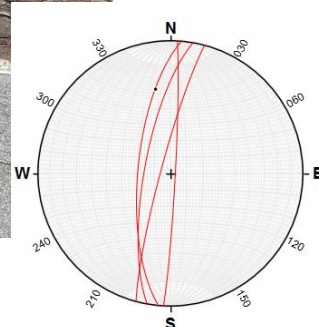


Figura 23: stereonet dell'affioramento in foto 23 dove vengono rappresentati piani di faglia e le slickenline giacenti su essi.

4.2 - Settore Orientale

A NE e ad E del tracciato della Faglia di Passo Rolle affiora l'intera successione sedimentaria compresa tra il Gruppo Vulcanico Atesino e il Membro di Campil della Formazione di Werfen. A differenza del dominio occidentale, questo settore è interessato da un'intensa deformazione tettonica che determina locali raddoppi e complessi assetti deformativi, pur mantenendo una tendenza giaciturale regionale con preferenziale immersione delle stratificazioni verso i quadranti settentrionali.

4.2.1 - Bellerophon (BEL)

La Formazione a Bellerophon occupa l'areale più esteso del settore orientale, affiorando principalmente nella porzione centrale della zona di studio e nel settore settentrionale compreso tra il tracciato principale della Faglia di Passo Rolle e una sua diramazione secondaria (Fig. 26). A causa della scarsa competenza reologica delle litofacies costituenti, le giaciture stratigrafiche risultano frequentemente disordinate e interessate da diffusi piegamenti che provocano un consistente aumento dello spessore apparente della formazione (Fig. 27).

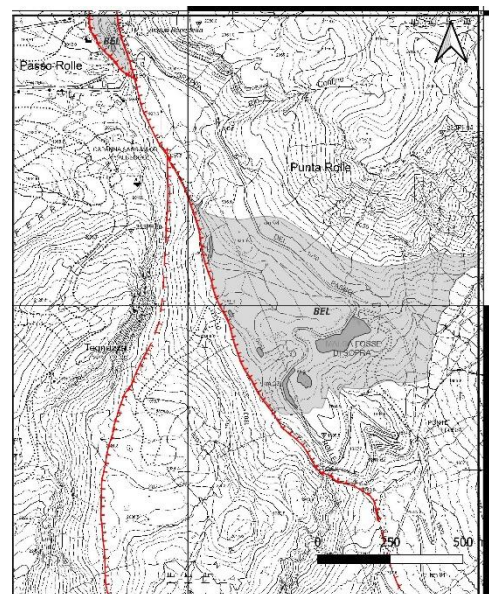
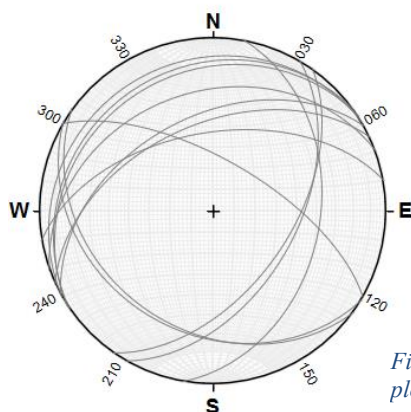


Figura 26: carta digitalizzata in QGIS che mette in evidenza il BEL.



Coerentemente con la letteratura geologica regionale, all'interno della successione sono state distinte due facies principali: la Facies Fiammazza (basale) e la Facies Badiota (sommitale)

Figura 27: stereogramma dove sono plottate le giaciture del BEL.

Il contatto basale con le sottostanti Arenarie di Val Gardena presenta un carattere transizionale ed eteropico, legato alla progressiva ingressione marina ed evoluzione da ambienti di *sabkha* a contesti lagunari, dove la transizione stratigrafica sfuma gradualmente senza mostrare una separazione netta, complice anche l'elevata erodibilità dei termini di passaggio. Di importante impatto è anche il contatto tettonico tra la Formazione a Bellerophon e quella delle Arenarie di Val Gardena figlio del sistema di faglie trascorrenti studiato nella formazione delle AVG.



Figura 28: immagine dove si apprezzano sia il contatto sia tettonico che quello stratigrafico tra Bel e AVG.

La Facies Fiammazza è rappresentata da un'alternanza ciclica di dolomie marnose evaporitiche, gessi e livelli siltoso-argillosi scuri, depositatisi in contesti di piana costiera e piattaforma lagunare anossica soggetti a frequenti oscillazioni del livello marino. La sovrastante Facies Badiota è invece caratterizzata da calcari e dolomie scure organizzati in bancate di spessore metrico. L'elemento distintivo di questa litofacies è la spiccata fetidità al taglio fresco, legata alla liberazione di sostanze bituminose e idrocarburi gassosi (calcari bituminosi o fetenti). L'intensa deformazione tettonica che ha interessato la formazione è ben documentata negli affioramenti situati in prossimità del piano di faglia della Faglia di Passo Rolle, dove la roccia si presenta fortemente corrugata e strutturata in pieghe metriche chiuse (Fig. 29). L'analisi giaciturale e la proiezione stereografica condotta su una piega campionata in questo settore hanno consentito di ricavare la geometria della struttura, definendo la direzione e l'inclinazione dell'asse di piega nonché l'orientazione del relativo piano assiale ad alto angolo (Fig. 30).



Figura 30: immagine della piega chiusa nella formazione BEL (scala: rilevatore).

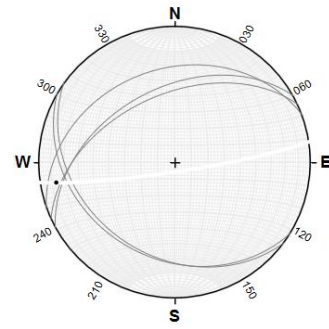


Figura 29: stereonet dove sono stati plottati i fianchi, l'asse ed il piano assiale della piega della foto 29.

4.2.2 - Formazione di Werfen

Nell'area di studio la Formazione di Werfen affiora con una successione continua compresa tra il Membro di Tesero e il Membro di Campil. L'unità registra l'evoluzione verso un ambiente marino aperto di piattaforma bassa, dominato da un'alternanza di litofacies calcaree e siltoso-marnose che riflettono il continuo controllo di cicli trasgressivo-regressivi ad alta frequenza. I contatti stratigrafici tra i singoli membri si presentano costantemente gradazionali e sfumati, risultando identificabili sul terreno principalmente in corrispondenza delle variazioni di competenza meccanica tra i termini prevalentemente carbonatici e quelli pelitico-siltosi.

4.2.2.1 – Membro di Tesero e di Mazzin (T+M)

I membri di Tesero e Mazzin affiorano prevalentemente al piede della struttura di Punta Rolle (Fig. 31). A causa dell'intensa deformazione tettonica che caratterizza il settore orientale a est della Faglia di Passo Rolle, le giaciture stratigrafiche mostrano locali disarmonie, pur mantenendo un'immersione prevalente verso nord a medio angolo (Fig. 32). Sebbene in letteratura il Membro di Tesero venga distinto dal Membro di Mazzin, nel presente lavoro le due unità sono state raggruppate in un'unica entità cartografica a causa del ridotto spessore del termine basale di Tesero e della

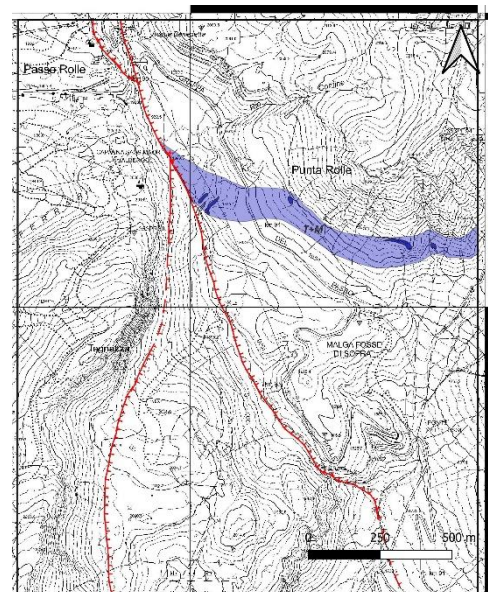


Figura 31: carta digitalizzata in QGIS che mette in evidenza il T+M.

continuità litologica con le sovrastanti micriti di Mazzin.

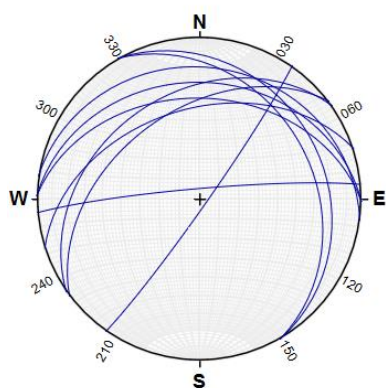


Figura 32: stereogramma su cui vengono plottate le giaciture del

Dal punto di vista litologico, l'unità è costituita da calcari micritici (tessiture riconducibili a *wackestone* e *packstone*) di colore prevalentemente grigio-giallastro, ad organizzazione stratificata o localmente massiva, depositatisi in un contesto di progressiva e continua subsidenza del bacino. Gli affioramenti di maggiore rilevanza ed estensione affiorano proprio alla base di Punta Rolle (Fig. 34), dove le marcate deformazioni a pieghe e le relazioni giacitureali sono state documentate ed elaborate mediante proiezioni stereografiche dedicate (Fig. 33).

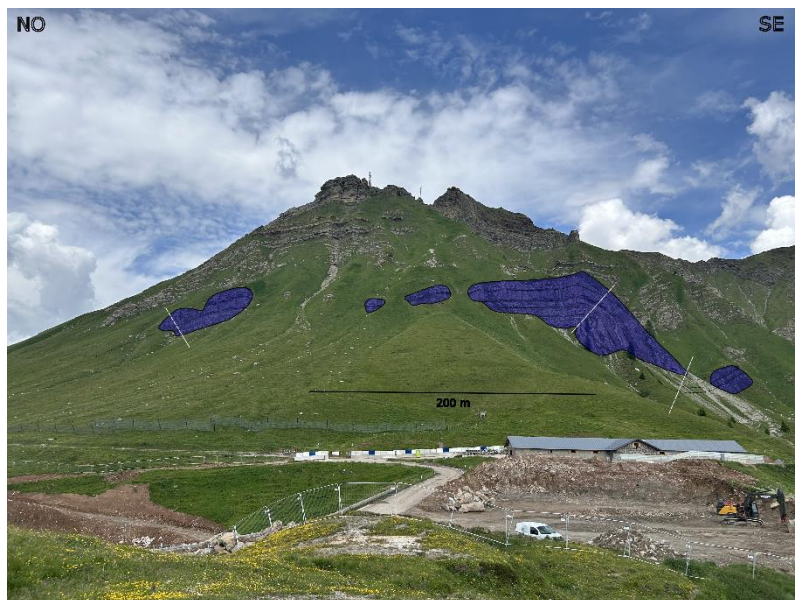


Figura 34: foto rappresentante la base di Punta Rolle dove affiora il T+M. Vengono in questa immagine evidenziati gli affioramenti (blu), i piani strato (nero), i piani assiali (bianco).

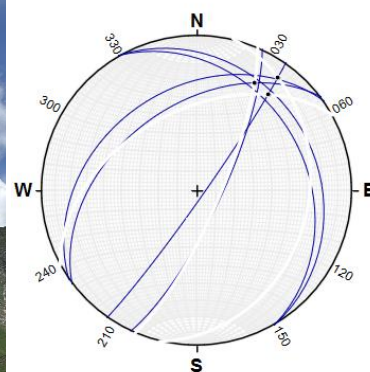


Figura 33: stereogramma rappresentante le giaciture (in blu), gli assi (in nero) e piani assiali (in bianco) della foto 34.

4.2.2.2 - Membro di Andraz (AND)

Il Membro di Andraz è caratterizzato da uno spessore ammasso estremamente contenuto, di circa 25 metri, affiorando in modo discontinuo lungo l'incisione idrografica della valle che intercorre tra Punta Rolle e Cima Tognazza (Fig. 35). La scarsa competenza meccanica dell'unità e il ridotto spessore stratigrafico ne rendono la tracciabilità sul terreno complessa. Dal punto di vista delle litofacies, il membro è costituito da siltiti marnose ed anidriti alterate scarsamente cementate, facilmente identificabili per la caratteristica cromia aranciata o rosata e per la spiccata alterabilità (Fig. 36). L'elevata erodibilità dei livelli siltoso-evaporitici ne condiziona fortemente il

modellamento morfologico, favorendo lo sviluppo di evidenti cenge topografiche inerbate alternate ai banchi calcarei più competenti delle formazioni incassanti.

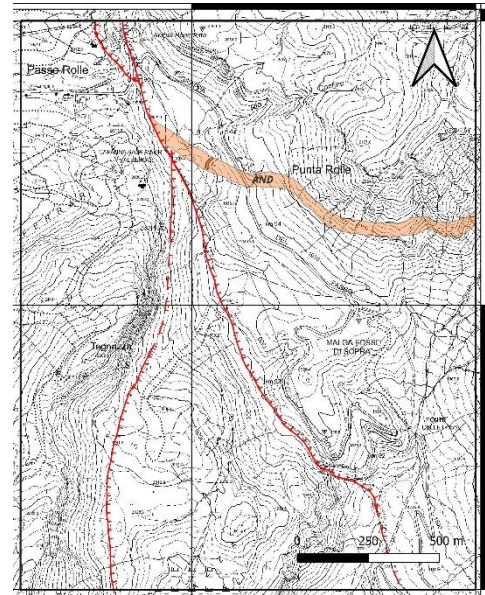


Figura 35: carta digitalizzata in QGIS che mette in evidenza l'AND.



Figura 36: foto dove è visibile un breve pendio costituito da materiale eroso di colore arancio, tipico del membro di Andraz.

4.2.2.3 – Membro di Siusi (SIU)

Il Membro di Siusi affiora diffusamente in differenti settori dell'area di studio, favorito sia da uno spessore stratigrafico consistente, stimabile attorno ai 75–80 metri, sia dalla sua elevata competenza meccanica, la quale genera nette rotture di pendio topografiche in corrispondenza del contatto con il sottostante e più erodibile Membro di Andraz (Fig. 37). L'unità affiora in modo continuo ed esteso lungo il tracciato della ex SS 50, alla base del rilievo di Punta Rolle. Litologicamente, la porzione basale è caratterizzata da banchi calcarei metrici e compatti

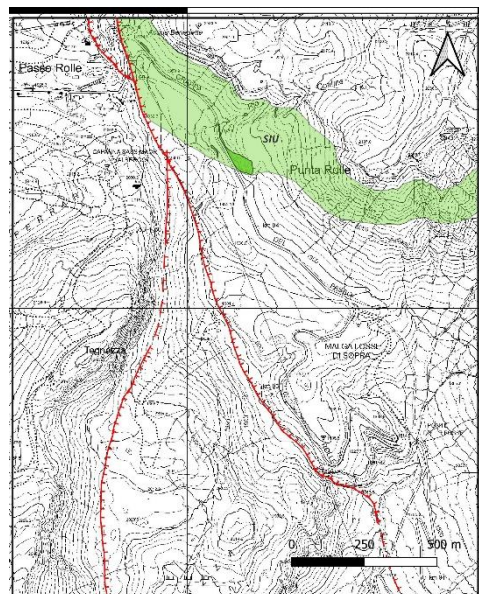


Figura 37: carta digitalizzata in QGIS che mette in evidenza il SIU.

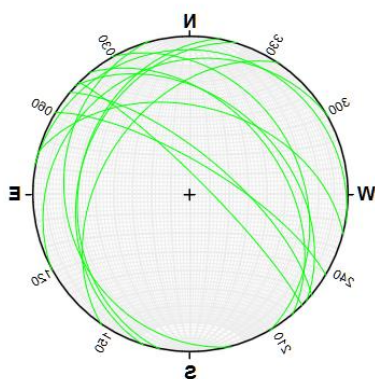


Figura 38: stereogramma dove sono plottate le giaciture del SIU.

pelitico-siltosi dal

caratteristico colore rosso-vinaccia, testimoniando la progressiva transizione verso ambienti marini di maggiore profondità.

Sotto l'aspetto giaciturale, le stratificazioni si mantengono complessivamente concordanti, con immersioni prevalenti comprese tra i quadranti di NW e NE; le locali deviazioni da questo *trend* principale sono da attribuire all'intensa deformazione tettonica che pervade l'intero settore orientale (Fig. 38). È stato preso in esame un affioramento dove lo stile

deformativo è ben rappresentato da una piega blanda (con angoli d'apertura attorno ai 140°), caratterizzata da entrambi i fianchi immergenti verso NW a diversa inclinazione (Fig. 40), le cui geometrie, elaborate anche mediante proiezioni stereografiche (Fig.39), forniscono importanti vincoli sull'assetto strutturale e sul quadro tettonico regionale.

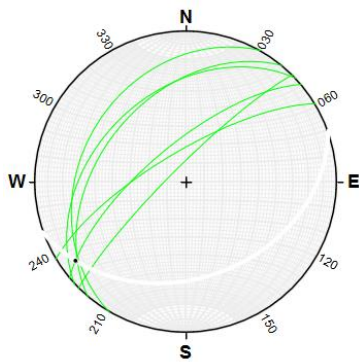


Figura 39: stereogramma dove sono state plottate le giaciture dei fianchi della piega (in verde), l'asse della piega (in nero) ed il piano assiale (in bianco).



Figura 40: piega blanda del SIU con stratificazione evidenziata in nero e piano assiale in bianco (scala: rilevatore).

4.2.2.4 – Membro delle Oolite a Gasteropodi (OG)

Stratigraficamente sovrapposto al Membro di Siusi, il Membro dell'Oolite a Gasteropodi affiora in modo esclusivo in corrispondenza del culmine sommitale di Punta Rolle e lungo la cresta del promontorio che si sviluppa verso nord (Fig. 41). Litologicamente, l'unità è costituita da un'alternanza di calcareniti oolitiche, biocalcareni ricche di resti fossili di bivalvi e gasteropodi, e sottili interstrati siltosi rossastri.

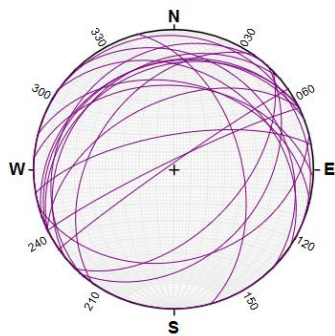


Figura 42: stereogramma con le giaciture delle OG.

L'elevata competenza meccanica dell'ammasso roccioso conferisce all'unità un'alta resistenza

all'erosione e alla deformazione pervasiva; le giaciture stratigrafiche si mantengono pertanto omogenee, con immersioni preferenziali orientate verso N-NW (Fig. 42). In corrispondenza della vetta di Punta Rolle, l'affioramento sommitale mostra una marcata struttura a piega decametrica, caratterizzata da un'intensa

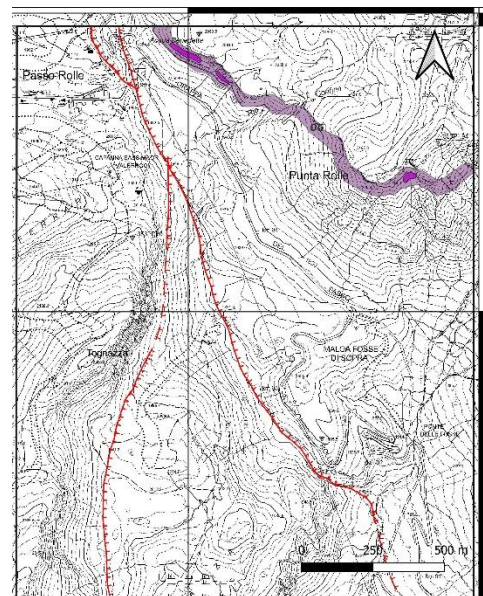


Figura 41: carta digitalizzata in QGIS che mette in evidenza il OG.

fratturazione in corrispondenza della cerniera e da un piano assiale ad alto angolo immerso verso nord-ovest (Figg. 43 e 44).

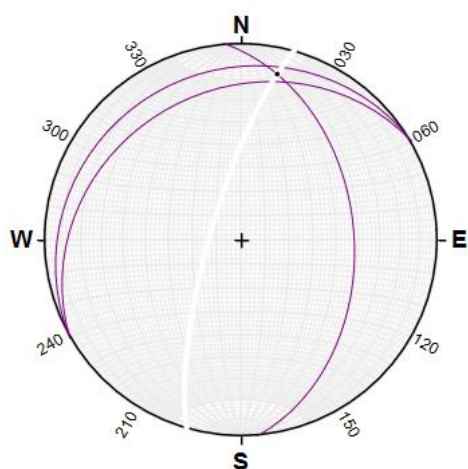


Figura 43: stereogramma dove sono plottati i fianchi (viola), il piano assiale (bianco) e l'asse (nero) della piega.

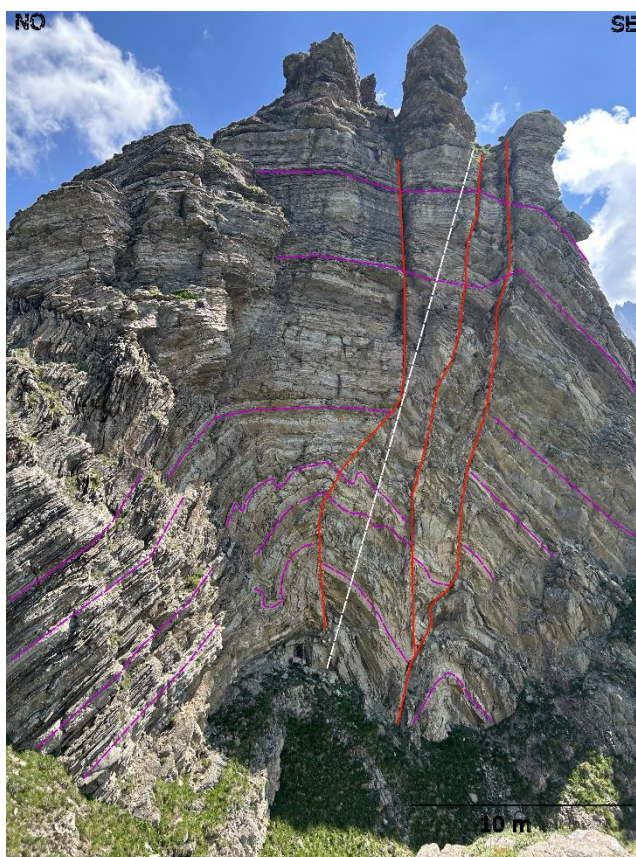


Figura 44: immagine della piega in cima a Punta Rolle dove vengono riportati i piani strato in violetto, le fratture in rosso e il piano assiale in bianco.

4.2.2.5 – Membro di Campil (CAM)

Gli affioramenti del Membro di Campil sono stati individuati esclusivamente nell'estremità nord-orientale dell'area di studio, a nord del rilievo di Punta Rolle (Fig. 45). L'unità si distingue nettamente dal sottostante Membro dell'Oolite a Gasteropodi per l'elevato apporto silicoclastico. Dal punto di vista petrografico e litologico, la successione si compone di areniti fini, siltiti e peliti scagliose dal caratteristico colore rosso-vinaccia, contraddistinte da un'abbondante presenza di miche detritiche disposte lungo i piani di laminazione. La stratificazione evidenzia un *trend* di assottigliamento verso l'alto

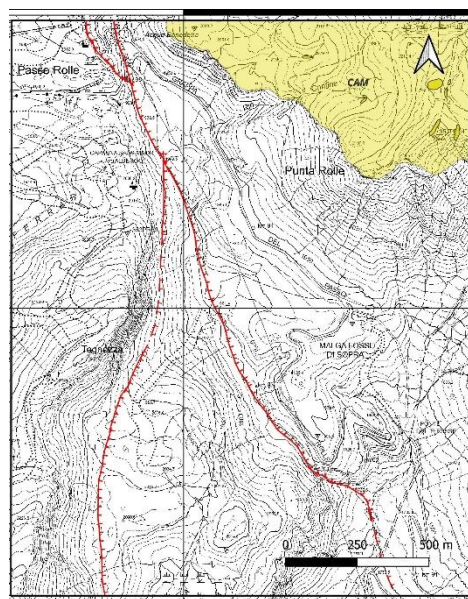


Figura 45: carta digitalizzata in QGIS che mette in evidenza il CAM.

(*thinning-upward*), con immersioni comprese in un settore giaciturale che oscilla da NW a NE (Fig. 46).

La ridotta competenza e la spiccata debolezza reologica delle litofacies pelitico-siltose, se raffrontate alle spesse bancate carbonatiche sottostanti, rendono il Membro di Campil suscettibile a un'intensa deformazione plastico-duttile. Tale risposta deformativa si traduce in un pervasivo sistema di pieghe minori disarmoniche che modella l'intero profilo morfo-strutturale della cresta compresa tra Punta Rolle e Baita Segantini (Figg. 47 e 48).

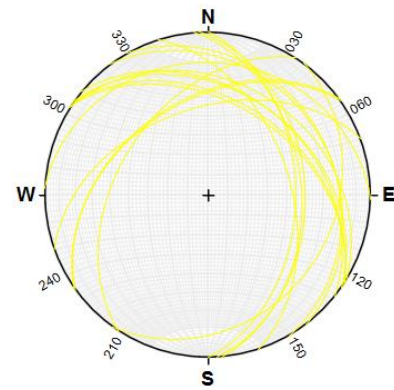


Figura 46: stereogramma raffigurante le giaciture del CAM.



Figura 48: foto dove vengono evidenziate le S_0 del Campil ed il piano assiale della piega (scala: rilevatori).

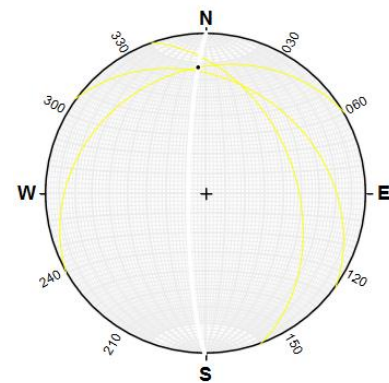


Figura 47: stereogramma dove vengono plottati i fianchi (giallo), l'asse (nero) ed il piano assiale (bianco) di una delle pieghe del Campil.

5 - DISCUSSIONE DEI DATI

I dati raccolti durante il rilevamento hanno consentito di comprendere il contesto tettonico e sedimentologico dell'area. Lo sforzo primario generale è quello che ha formato i *thrust* vergenti verso Sud del dominio Sudalpino, le cui evidenze però non compaiono in modo evidente nell'area in esame. Maggiormente riconoscibili sono invece le evidenze dei *back-thrust*. Siamo nella zona del *back-thrust* delle Pale di San Martino per cui oltre alle omonime vette troviamo evidenze di un campo di sforzi con verso opposto a quello Sudalpino su tutto l'areale circostante.

5.1 - Evidenze di contesti tettonici passati

La Faglia di Passo Rolle è una struttura tettonica di origine permiana, con cinematica prevalentemente estensiva. Le sue evidenze sono tangibili, oltre che per la dicotomia deformazionale che si instaura nell'area, per il riconoscimento di specchi di faglia presenti sulla parete orientale di Cima Tognazza e per la discordanza nella successione stratigrafica che si verifica lungo la sua direzione. È stato possibile identificare il suo andamento grazie a questa elisione stratigrafica visibile tra la zona est e la zona ovest dell'area. Un aiuto importante nell'identificazione della faglia è stato fornito dalla morfologia dell'area: difatti, la Faglia di Passo Rolle avendo agito come limite per la deposizione delle ignimbriti nel Permiano. Una successiva riattivazione della faglia nel Triassico Superiore–Giurassico Inferiore trasformato un basso strutturale (le ignimbriti) in un alto (*horst* di Trento). Situazione che è rimasta strutturalmente simile ad oggi. I fenomeni deformativi però non si fermano all'estensione giurassica ma, continuano con un'importante attività transpressiva (la compressione valsuganese) che ha interessato l'area delle dolomiti. Questo sforzo viene accomodato da *back-thrust* (in questo caso quello delle Pale di San Martino) che a loro volta sono una risposta di accomodamento dello sforzo compressivo sud-vergente del dominio Sudalpino. In questo contesto la Faglia di Passo Rolle agisce come faglia di riattivazione sinistra situata nel tetto del sovrascorrimento della Valsugana. L'ultimo evento tettonico è quindi di natura transpressiva e l'area presenta numerose evidenze strutturali a riguardo.

5.2 - Settore Occidentale

In quest'area come già osservato in precedenza, la deformazione è molto limitata ma tramite l'analisi approfondita di alcuni affioramenti è stato possibile comprendere come il regime tettonico retrovergente rispetto al normale Sudalpino abbia interessato le formazioni del GVA e dell'AVG. Partendo dal primo è stata verificata innanzitutto la natura dei tre *set* di discontinuità misurati nella Palestra Fiamme Gialle e sopra Cima Tognazza (Figg 18 e 21). Essi sono perfettamente perpendicolari tra loro la qual cosa, in un'ignimbrite saldata, suggerisce dei possibili set di raffreddamento



Figura 49: So riattivate come sovrascorrimenti nella Palestra Fiamme Gialle (scala: rilevatori).

colonnare (*jointing*), che non si ritrovano esagonali come da teoria, ma informi, per via di un raffreddamento più rapido e della elevata densità della PDC. Uno di tali giunti, in particolare quello basale, potrebbe essere imputabile all'interruzione temporale tra due distinti impulsi eruttivi. Queste discontinuità si sono rivelate utili per l'accomodamento degli sforzi tettonici impressi dai *thrust* (verso Sud) e dai *back-thrust* (verso Nord), sviluppando sovrascorrimenti a basso angolo lungo le S_{01} (Figura 49) deducibili da *slickenline* e gradini di calcite (Figura 15).

Per quanto riguarda le AVG, nella parte occidentale non sono state rinvenute evidenze di deformazione significative.

5.3 - Settore Orientale

A est della Faglia di Passo Rolle (PRF), settore in cui si localizza la quasi totalità della deformazione, prevalgono le evidenze strutturali riconducibili alla fase deformativa nord-vergente.

Nelle Arenarie di Val Gardena (AVG) si riscontra la risposta deformativa più marcata, legata a regimi prevalentemente trascorrenti. In questo affioramento (Fig. 25) sono state individuate faglie transpressive, caratterizzate da specchi di faglia con strie (*slickenline*, Fig. 24) che indicano una cinematica obliqua (Fig. 23), con componenti sia *dip-slip* che *strike-slip*. L'orientazione e l'inclinazione dei piani suggeriscono una riattivazione cinematica del sistema di faglie dirette di Passo Rolle.

L'analisi strutturale della sovrastante Formazione a Bellerophon (BEL) evidenzia locali discrepanze geometriche rispetto al campo di sforzi regionale. Tali anomalie sono imputabili

al comportamento reologico eterogeneo della formazione, dominata dalla debolezza meccanica della facies Fiammazza. Quest'ultima, caratterizzata da un'elevata duttilità rispetto alle unità adiacenti, è soggetta ad intense risposte plicative; singoli livelli possono infatti subire deformazioni progressive con ripiegamento multiplo durante lo stesso evento deformativo, generando pieghe con vergenze anomale orientate, ad esempio, verso sud (come osservabile nell'area di Malga Fosse di Sopra). Al contrario, i livelli sommitali della Formazione a Bellerophon, caratterizzati da facies a maggior competenza meccanica, mostrano geometrie plicative coerenti con vergenza regionale verso nord (Figg. 29 e 30). Procedendo verso la base di Punta Rolle, la deformazione pervasiva interessa l'intera successione affiorante. L'assetto geometrico del rilievo è riconducibile ad una struttura a piega a scatola (*box-fold*), definita dall'associazione di pieghe con superfici assiali a vergenza opposta (Fig. 50). Tale geometria, particolarmente evidente all'interno del membro di Tesero e del membro di Mazzin (Figg. 33 e 34), è tracciabile localmente anche nelle unità stratigrafiche superiori. Si nota una prima struttura plicativa affiorante sulla vetta di Punta Rolle nel membro delle Ooliti a Gasteropodi (Figg. 43 e 44), mentre la contropiegua a vergenza opposta, anche se non è possibile seguirne la continuità laterale, è esposta nell'affioramento del Membro di Siusi adiacente alla SS 50 (Figg. 39 e 40).

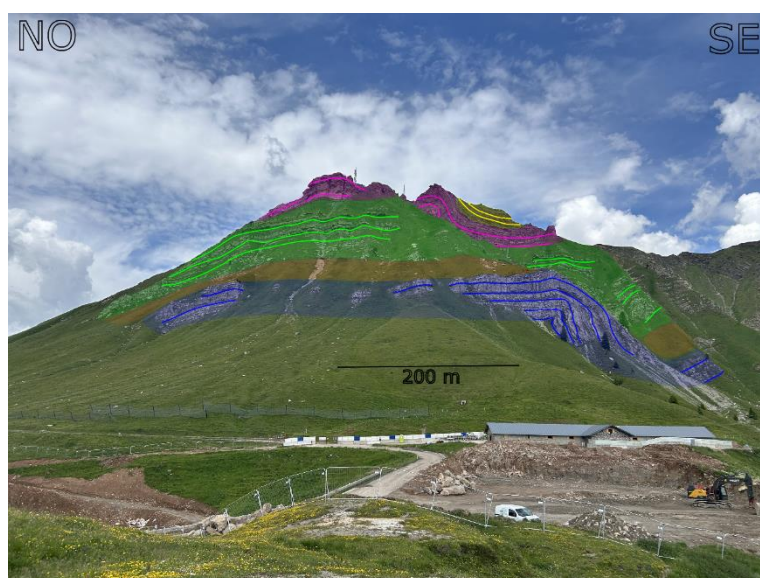


Figura 50: struttura a box-fold di Punta Rolle dove si nota la successione stratigrafica compresa tra il T+M e il CAM.

Ulteriori indicatori della tettonica nord-vergente sono stati rilevati nel settore settentrionale dell'area di studio, dove la continuità di affioramento del Membro delle Ooliti a Gasteropodi (lungo il versante orientale) appare interrotta da strutture tettoniche minori a rigetto moderato, interpretabili come retro-scorrimenti locali (*back-thrust*) grazie sia ad un'analisi alla scala del versante sia all'individuazione di gradini di calcite (Figg. 51 e 52). Il medesimo

meccanismo strutturale si ritrova nell'affioramento di Siusi che si affaccia sulla ex SS 50 al di sotto delle OG (Fig. 52).



Figura 52: retro-sovrascorrimenti locali che interessano la parte a N dell'area di rilevamento all'interno del Membro delle Ooliti a Gasteropodi (scala: rilevatori).



Figura 51: slickenline rinvenute lungo i back-thrust della Fig. 52.

5.4 - Le strutture tettoniche

Dal punto di vista tettonico, la traccia della Faglia di Passo Rolle è stata rilevata sulla base di marcate evidenze morfologiche e, in modo determinante, tramite l'individuazione di contatti tra unità litostratigrafiche non contigue. Nel dettaglio, la struttura mette a contatto le ignimbriti appartenenti al Gruppo Vulcanico Atesino con la Formazione a Bellerophon e con porzioni della Formazione di Werfen. Fa eccezione, però, la zona settentrionale dell'area di studio dove la PRF si dirama creando una lente che pone in contatto tettonico le AVG con il BEL. L'individuazione di questo contatto è stata possibile per via della posizione sia topografica che strutturale del BEL, anomalmente sottostante alle AVG. Un'ulteriore ramificazione della PRF, dove non si notano anomalie nei contatti tettonici, è stata individuata nella zona a SW ai piedi delle pareti sud-occidentali di Cima Tognazza, per via di enormi specchi di faglia riconoscibili anche da centinaia di metri di distanza.

L'individuazione della faglia trascorrente interposta tra le Arenarie di Val Gardena e la Formazione a Bellerophon è stata resa possibile dall'analisi del profilo morfologico e dal riconoscimento di specifici depositi di alterazione *in situ* (Fig. 28).

6 - APPROFONDIMENTO

6.1 - Caratterizzazione sedimentologica delle Arenarie di Val Gardena

La successione stratigrafica della Formazione delle Arenarie di Val Gardena (*Gröden Sandstone*) nell'area di studio registra il progressivo colmamento di paleodepressioni di origine tettonica e la contemporanea evoluzione da contesti deposizionali strettamente continentali verso ambienti marino marginali, estuarini e di piana di marea. L'integrazione tra i dati rilevati in campagna e la revisione della letteratura scientifica ha consentito di riconoscere le quattro sequenze deposizionali/associazioni di facies descritte da Wopfner e Drake-Brockman nel 2017 nell'articolo intitolato: *Base metal and Uranium mineralization in the Gröden/Val Gardena Sandstone of South Tyrol*.

6.1.1 – Sequenza 1: Unità basale

L'intervallo basale della successione si caratterizza per la presenza di un deposito detritico derivato dalla degradazione *in situ* e dallo smantellamento del sottostante basamento vulcanico ignimbrico, indicativo di condizioni paleoclimatiche aride. In contrasto con la tessitura classica del *grus* (involucro di alterazione ricchissimo in clasti sub-angolari immersi in matrice siltoso-argillosa), nelle sezioni analizzate tale deposito si manifesta principalmente attraverso l'occorrenza di *rip-up clast* angolari, intrusi direttamente dalle vulcaniti sottostanti. Dal punto di vista dell'architettura deposizionale, questa unità presenta una geometria cuneiforme, evidenziando un progressivo ispessimento in corrispondenza delle depressioni strutturali del paleorilievo.



Figura 53: Strato di arenarie grossolane dove si riconoscono due clasti angolari, uno di dimensioni molto maggiori rispetto all'altro sottostante, con la mineralogia tipica del GVA (scala: martello). Settore sud-occidentale dell'area di studio.

6.1.2 – Sequenza 2: Facies di *sabkha*

La seconda sequenza è dominata da una facies siltitica porpora scuro, con un'abbondanza di noduli di gesso di diametro compreso tra 5 e 20 cm, intercalata da sottili livelli di arenarie fini caratterizzate da laminazione incrociata concava. Questa associazione di facies si riscontra sia in sovrapposizione stratigrafica all'unità basale, sia in contatto discordante sul basamento ignimbrico, in corrispondenza degli alti strutturali. La presenza dei noduli evaporitici evidenzia l'operatività di meccanismi di “pompaggio evaporitico” tipici di ambienti di *sabkha* continentale. Verso il tetto della sequenza si osserva la transizione a depositi di canale intrecciato (*braided*), i cui strati arenaceo-gessosi mostrano locali deformazioni plastico-duttile imputabili al carico litostatico esercitato dalla successione sovrastante.



Figura 54: Strati di AVG ricchi di noduli di gesso dovuti al pompaggio evaporitico (scala: matita). Settore sud-orientale dell'area di studio.

6.1.3 - Sequenza 3: Facies fluviale

Rappresenta l'intervallo a maggior potenza dell'intera formazione, di oltre 80 metri di spessore complessivo. La sequenza è costituita da un'alternanza ciclica di arenarie grigie a grana medio-grossolana, interpretabili come barre di meandro e depositi di rotta d'argine (*crevasse splay*), e siltiti di colore rosso/porpora deposte all'interno di piane inondabili e bacini lacustri temporanei. L'analisi di facies evidenzia un flusso idrico intergranulare continuo nel sottosuolo, testimoniato dalla capillare presenza di aloni di riduzione cromaticamente virati al verde che pervadono le siltiti rosse. La sequenza è sigillata dal cosiddetto "*Cephalopod Bank*", un orizzonte guida di arenarie calcaree grigie di ambiente deltizio-marino contenente una ricca fauna a nautiloidi.



Figura 56: Facies di canale, costituita da arenarie molto grossolane, maggiormente competente rispetto alle siltiti di piana d'inondazione che la sovrastano (scala: cartellina nera). Settore sud-occidentale dell'area.



Figura 55: Successione di strati dove si apprezza il passaggio dalle siltiti rosso porpora (di piana da inondazione) alle arenarie grossolane (di facies di canale o rotta fluviale) con un contatto erosivo e con geometrie lentiformi (scala: martello). Settore sud-occidentale dell'area di studio.

6.1.4 - Sequenza 4: Facies deltizie, lagunari e piane di marea

L'unità sommitale è caratterizzata da una fitta alternanza di siltiti rosse e arenarie di colore variabile da grigio a giallastro. Le granulometrie fini e argillose di colore rosso documentano ambienti di piana deltizia e contesti lagunari protetti, mentre le lenti arenacee a laminazione incrociata rappresentano l'incisione e il successivo riempimento ad opera di canali distributori o lobi di rotta che tagliano erosivamente i depositi sottostanti. La progressiva ingressione marina è avvalorata dal rinvenimento di foraminiferi e da orizzonti ad icnofossili con impronte di tetrapodi. La transizione finale verso le sovrastanti facies evaporitiche è preannunciata dalla presenza di sottili intercalazioni dolomitiche giallastre, riconducibili a lagune costiere protette da sistemi di barriera.

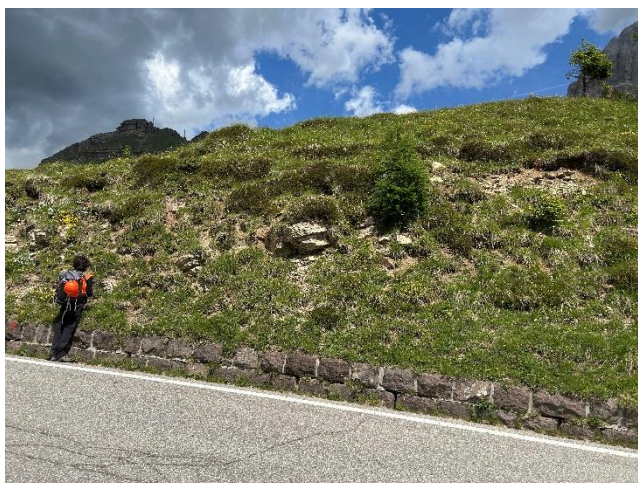


Figura 57: Intercalazioni dolomitiche giallastre che testimoniano il passaggio dalle AVG al BEL (scala: rilevatore). Settore orientale dell'area di studio.

7 - CONCLUSIONI

Il lavoro di rilevamento geologico e l'analisi sedimentologica condotti nell'area di Passo Rolle hanno permesso di ricostruire con precisione l'evoluzione di questo settore delle Dolomiti occidentali. La Faglia di Passo Rolle (PRF) si conferma l'elemento tettonico cardine del settore: attiva fin dal Permiano inferiore in regime estensionale, ha controllato la distribuzione originale degli spessori del Gruppo Vulcanico Atesino (GVA), confinato con potenze significative esclusivamente nel blocco occidentale. Durante la successiva compressione orogenica alpina, la PRF ha agito come una netta discontinuità di rigidità meccanica, inducendo una spiccata partizione dello strain tra i due blocchi adiacenti.

Nel settore occidentale, la presenza del rigido corpo vulcanico del GVA e delle sovrastanti Arenarie di Val Gardena (AVG) ha limitato la deformazione contrazionale, mantenendo giaciture prevalentemente concordanti. Lo sforzo tettonico associato ai *thrust* e *back-thrust* alpini è stato accomodato in via subordinata attraverso lo scivolamento lungo piani di discontinuità preesistenti, identificati nei tre set di giunti ortogonali di raffreddamento colonnare delle ignimbriti del GVA. Al contrario, nel settore orientale, la presenza della successione sedimentaria permiana e triassica, meccanicamente molto meno competente, ha concentrato lo *strain* legato al sistema di *back-thrust* delle Pale di San Martino. Questo contrasto reologico ha generato una diffusa strutturazione plicativa a varie scale e la genesi di faglie transpressive con componenti sia *dip-slip* che *strike-slip*, chiaramente documentate dalle popolazioni di faglie misurate nelle AVG orientali, dalle spettacolari pieghe chiuse della Formazione a Bellerophon (BEL) e dai sistemi di pieghe che interessano i membri della Formazione di Werfen a Punta Rolle.

Sotto il profilo sedimentologico, la successione preservata ad est della PRF registra la complessa transizione verticale dagli ambienti continentali permiani ai contesti marini marginali e di piattaforma del Triassico inferiore. Le Arenarie di Val Gardena documentano sistemi fluviali da intrecciati (*braided*) a meandriiformi sviluppati in condizioni aride o semiaride. La sovrastante Formazione a Bellerophon testimonia il primo evento trasgressivo regionale della Paleotetide con l'instaurazione di lagune protette e piane evaporitiche di tipo sabkha (Facies Fiammazza). La transizione Mesozoica si realizza con continuità deposizionale all'interno della Formazione di Werfen, la cui ciclicità sedimentaria riflette fluttuazioni eustatiche ad alta frequenza: dalle facies subtidali e debolmente ossigenate del membro di Mazzin, alle piane sopratidali del membro di Andraz, fino alla piattaforma medio-distale ricca in bivalvi del membro di Siusi e alle barre oolitiche ad alta energia dell'Oolite a Gasteropodi. La sequenza si chiude con il Membro di Campil, che evidenzia un

drastico mutamento paleoambientale indotto da un massiccio apporto terrigeno micaceo, caratterizzato da strutture da tempesta (*hummocky cross-stratification*).

In sintesi, l'assetto strutturale attuale di Passo Rolle illustra l'interazione dinamica tra tettonica sinsedimentaria e riattivazione alpina, dove la Faglia di Passo Rolle ha guidato non solo la distribuzione originale delle litofacies, ma ha anche condizionato i vettori di trasporto tettonico e la localizzazione dello *strain* durante la successiva compressione collisionale.

8 - BIBLIOGRAFIA

[Baucon & Neto de Carvalho, 2016 - STARS OF THE AFTERMATH: ASTERIAN BEDS FROM THE LOWER TRIASSIC OF THE CARNIC ALPS \(WERFEN FORMATION, SAURIS DI SOPRA\), ITALY. Palaios, 31\(4\), 161-176.](#)

[Bigi G., Castellarin A., Coli M., Dal Piaz G.V. & Vai G.B., 1990 - Structural Model of Italy scale 1:500.000, sheet 2. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.](#)

[Bosellini A., 1989 – La storia geologica delle Dolomiti, Edizione Dolomiti, San Vita di Cadore.](#)

[Bosellini A., 1996 – Geologia delle Dolomiti, Bolzano, Athesia.](#)

[Bosellini A., Gianolla P., & Stefani M., 2003 - *Geology of the Dolomites: Episodes*, 26\(3\), 181-185.](#)

[Coward M.P., Dietrich D., Graham Park R., 1989 - Alpine Tectonics, Geological Society of London, Geological Society.](#)

[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. Italian Journal of Geosciences.](#)

[Curzi M., Viola G., Zuccari C., Aldega L., Billi A., Van der Lelij R.J., Kylander-Clark A. & Vignaroli G., 2024 - Tectonic Evolution of the Eastern Southern Alps \(Italy\): A Reappraisal From New Structural Data and Geochronological Constraints. Tectonics, 43\(3\).](#)

[Dal Piaz G. V., Bistacchi A. & Massironi M., 2003 - Geological outline of the Alps. Episodes 26\(3\), 175-180.](#)

[Erwin D., 1994 – The Permo-Trias Extinction. Nature 367\(6460\), 231-235.](#)

[Gianolla P., Andreetta R., Furin S., Furlanis S., Riva A., Stefani M. & Hurry J., 2007 - NOMINATION OF THE DOLOMITES FOR INSCRIPTION ON THE WORLD NATURAL HERITAGE LIST UNESCO, ANNEXES 2 – 8.](#)

[Gretter N., Ronchi A., Langone A. & Perotti C., 2013 - The transition between the two major Permian tectonostratigraphic cycles in the central Southern Alps: results from facies analysis and U/Pb geochronology. International Journal of Earth Sciences, 102\(5\), 1181-1202.](#)

[Hofmann R., Goudemand N., Wasmer M., Bucher H.F.R. & Hautmann M., 2011 - New trace fossil evidence for an early recovery signal in the aftermath of the end-Permian mass extinction. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 310\(3-4\), 216-226.](#)

[Hofmann R., Hautmann M. & Bucher H.F.R., 2015 - Recovery dynamics of benthic marine communities from the Lower Triassic Werfen Formation, northern Italy. Lethaia, 48\(4\), 474-496.](#)

[Lustrino M., Abbas H., Agostini S., Caggiati M., Carminati E. & Gianolla P., 2019 - Origin of Triassic magmatism of the Southern Alps \(Italy\): Constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios. Gondwana Research.](#)

[Marocchi M., Morelli C., Mair V., Klotzli U., Bargossi G.M., 2008 - Evolution of large silicic magma systems: new U–Pb Zircon data on the NW Permian Athesian Volcanic Group \(Southern Alps, Italy\). The Journal of Geology. 116\(5\), 480-498.](#)

[Massari F., Neri C., Pittau P., Fontana D. 1994 & Stefani C., 1994 - Sedimentology, palynostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow-marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps \(Italy\).](#)

[Morelli C., Bargossi G.M., Mair V., Marocchi M. & Moretti A., 2007 - The Lower Permian volcanics along the Etsch Valley from Meran to Auer \(Bozen\).](#)

[Pfiffner O.A., Schlunegger F. & Buiter S.J.H., 2002 - The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes. Tectonics, 21\(6\), 3-1.](#)

[Posenato R., 2001 - The Athyridoids of the transitional beds between Bellerophon and Werfen Formations \(Uppermost Permian, Southern Alps, Italy\). RIVISTA ITALIANA DI PALEONTOLOGIA E STRATIGRAFIA, 107\(2\), 197-226.](#)

[Schmid S.M., Aebli H.R., Heller F. & Zingg A., 1989 - The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. Geological Society London Special Publications, 45\(1\), 135-171.](#)

[Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E. & Schuster R., 2004 - Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 97\(7\), 93-117.](#)

[Twitchett R.J. & Wignall P.B., 1996 - Trace fossils and the aftermath of the Permo-Triassic mass extinction: evidence from northern Italy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 124\(1-2\), 137-151.](#)

[Vallè F., Nowak H., Kustatscher E., Erkens S., Roghi G., Morelli C., Krainer K., Preto N. & Hartkopf-Fröder C., 2023 - RECONSTRUCTING KUNGURIAN \(CISURALIAN, PERMIAN\) TERRESTRIAL ENVIRONMENTS WITHIN A MEGACALDERA IN THE SOUTHERN ALPS \(N-ITALY\) USING LITHOFACIES ANALYSIS, PALYNOLOGY AND STABLE CARBON ISOTOPES. Archives, 129\(1\), 1-24.](#)

[Willcock M., Cas R.A.F., Giordano G. & Morelli C., 2013 - The eruption, pyroclastic flow behaviour, and caldera in-filling processes of the extremely large volume \(> 1290 km³\), intra- to extra-caldera, Permian Ora \(Ignimbrite\) Formation, Southern Alps, Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 265, 102-126.](#)

[Wopfner H. & Drake-Brockman J., 2017 - Base metal and Uranium mineralization in the Gröden/Val Gardena Sandstone of South Tyrol, Geo.Alp, 14, 201.](#)