

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 dell'area di Passo Rolle
(TN) e analisi del tasso di contaminazione da
carburo di tungsteno nei campioni delle differenti
formazioni locali

Candidato:
Asia Merli

Relatore:
Prof. Sara Callegaro

Sessione: Settembre 2026
Anno Accademico: 2025-2026

INDICE

ABSTRACT.....	1
1. INTRODUZIONE	2
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	3
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	5
3.1 L'Orogenesi Alpina e l'assetto regionale	5
3.2 Il Sudalpino e l'evoluzione strutturale delle Dolomiti	7
3.3 Assetto strutturale locale: l'evoluzione della Faglia di Passo Rolle (PRF)	8
3.4 Successione stratigrafica delle Dolomiti	9
3.4.1 Gruppo Vulcanico Atesino - GVA (Sakmariano).....	10
3.4.2 Arenarie di Val Gardena - AVG (Wuchapingiano- Changhsingiano)	11
3.4.3 Formazione a Bellerophon - BEL (Changhsingiano).....	12
3.4.4 Formazione di Werfen - WER (Changhsingiano – Olenekiano)	12
3.4.5 Filoni Magmatici - (Ladinico).....	15
4. RISULTATI RILEVAMENTO GEOLOGICO.....	16
4.1 Gruppo Vulcanico Atesino (GVA): Sakmariano	16
4.2 Arenarie di Val Gardena (AVG): Wuchapingiano- Changhsingiano	18
4.3 Bellerophon (BEL): Changhsingiano.....	21
4.4 Tesero e Mazzin (T+M): Changhsingiano e Induano.....	23
4.5 Andraz (AND): Induano.....	24
4.6 Siusi (SIU): Induano	25
4.7 Oolite a Gasteropodi (OG): Induano	27
4.8 Campil (CAM): Olenekiano	28
5. DISCUSSIONI.....	30
5.1 Andamento della PRF	30
5.2 Fase estensionale permiana e magmatismo ladinico	31
5.3 Fase distensiva mesozoica e inversione tettonica della PRF.....	31
5.4 Orogenesi Alpina: transpressione e risposta reologica differenziale.....	32
6. APPROFONDIMENTO	34
6.1 Trattamento preliminare comune.....	35
6.2 Preparazione delle aliquote manuali (AM).....	35
6.3 Preparazione delle aliquote Widia (AW).....	35
6.4 Analisi della frazione volatile (LOI – <i>Loss on Ignition</i>).....	36
6.5 Preparazione delle Pasticche e Analisi XRF.....	38
6.6 Risultati e Discussioni.....	38
7. CONCLUSIONI	42
8. BIBLIOGRAFIA.....	43

ABSTRACT

VERSIONE ITALIANA

Il presente elaborato riassume uno studio integrato che affianca il rilevamento geologico dell'area di Passo Rolle all'analisi sulla preparazione dei campioni rocciosi. La realizzazione di una carta geologica in scala 1:7.500 ha delineato l'assetto tettono-stratigrafico locale, dominato dalla Faglia di Passo Rolle (NNO-SSE), il cui andamento è stato dedotto dai rapporti stratigrafici poiché non direttamente affiorante. La faglia agisce da limite strutturale: a causa del forte contrasto reologico, il basamento vulcanico e le coperture sedimentarie hanno risposto alle medesime sollecitazioni sviluppando stili deformativi profondamente differenti. L'analisi delle mesostrutture ha permesso di inquadrare la deformazione nell'evoluzione polifasica regionale, ricollegando le evidenze di campo ai regimi distensivi permiano-mesozoici e alla successiva transpressione alpina. Parallelamente, lo studio analitico su sei litotipi dell'area ha valutato l'eventuale contaminazione da carburo di tungsteno. Il confronto tra metodologie di macinazione ha dimostrato che l'impiego del mulino a dischi in Widia non induce alcuna contaminazione composizionale significativa, validando in pieno l'affidabilità del macchinario per le future analisi geochemiche standard.

ENGLISH VERSION

This work summarizes an integrated study combining the geological mapping of the Passo Rolle area with an analysis of rock sample preparation. The creation of a 1:7,500 scale geological map outlined the local tectono-stratigraphic framework, dominated by the Passo Rolle Fault (NNW-SSE), whose trend was inferred from stratigraphic relationships as it is not directly exposed in outcrop. The fault acts as a structural boundary: due to the strong rheological contrast, the volcanic basement and the sedimentary covers responded to the same stresses by developing profoundly different deformational styles. Mesostructural analysis allowed the deformation to be framed within the regional polyphase evolution, linking field evidence to the Permo-Mesozoic extensional regimes and the subsequent Alpine transpression. In parallel, the analytical study conducted on six lithotypes from the area evaluated potential tungsten carbide contamination. The comparison between milling methodologies demonstrated that the use of a Widia disk mill does not induce any significant compositional contamination, fully validating the reliability of the equipment for future standard geochemical analyses

1. INTRODUZIONE

Il presente elaborato sintetizza i dati di campagna raccolti nel corso del rilevamento geologico condotto nell'area di Passo Rolle. Il settore di studio si sviluppa per circa quattro chilometri lungo l'andamento della Faglia di Passo Rolle, struttura che costituisce il fulcro dell'intera indagine di terreno.

Il lavoro si sviluppa come uno studio di dettaglio volto alla caratterizzazione geologica del territorio, ponendosi obiettivi specifici: il riconoscimento delle unità litologiche affioranti e la caratterizzazione dei loro rapporti stratigrafici e geometrici, l'identificazione delle principali strutture tettoniche, con un focus particolare sulla cinematica e sul ruolo della faglia principale e la finale restituzione grafica attraverso la realizzazione di una carta geologica in scala 1:7500.

A completamento dell'indagine, sono state elaborate sezioni geologiche interpretative, fondamentali per comprendere l'architettura tridimensionale del sottosuolo. L'integrazione di questi dati con la letteratura, consente infine di delineare un quadro aggiornato e coerente dell'assetto strutturale di questo settore alpino.

Inoltre, l'indagine di campo è stata affiancata dal campionamento di sei litotipi rappresentativi. Tali campioni sono stati impiegati per analizzare il tasso di contaminazione da carburo di tungsteno (materiale costituente i dischi del mulino utilizzato per la macinazione), al fine di valutare concretamente l'incidenza di questo macchinario sui risultati delle future analisi geochimiche.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'area di studio (Figura 1) è localizzata in corrispondenza di Passo Rolle, un importante valico alpino situato in provincia di Trento a quota 1.984 m s.l.m., che funge da collegamento naturale tra la valle di Fiemme a nord-ovest e la valle di Primiero a sud-est. Dal punto di vista geografico, il settore si sviluppa prettamente lungo la Faglia di Passo Rolle per circa 4 km, estendendosi verso nord in direzione di Malga Iuribello e a sud fino a Malga Fosse di Sopra; a ovest il perimetro si chiude prima di Malga Agnelezza e Malga Costoncella e si sviluppa alla base di Cima Tognazza, mentre a est l'area si sviluppa alla base del Monte Castellazzo, costeggiando l'asse della vecchia Strada Statale 50 (SS50).

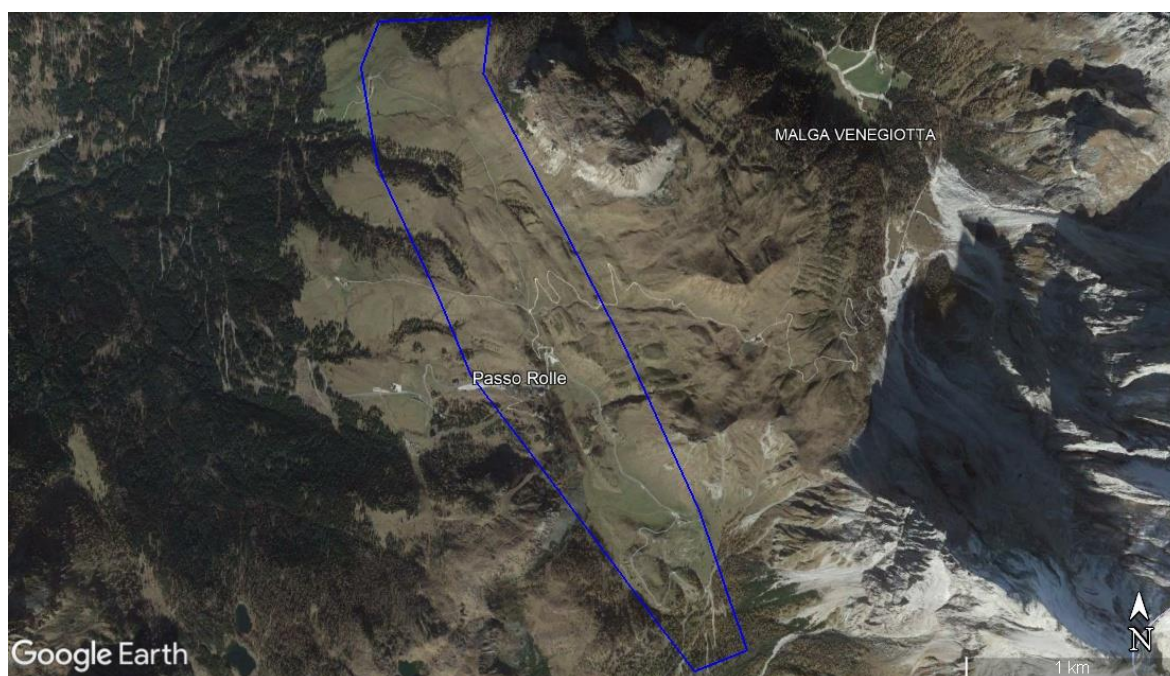


Figura 1 – Immagine satellitare generata con Google Earth che mostra l'area di rilevamento.

L'assetto morfologico e strutturale dell'area è fortemente governato dalla Faglia di Passo Rolle (PRF), un lineamento a direzione NNO-SSE che suddivide il territorio in due settori caratterizzati da un forte contrasto litologico e da una marcata erosione differenziata ([Bosellini & Doglioni, 1986](#); [Doglioni & Neri, 1988](#); [Curzi et al., 2023](#)). Nel blocco occidentale (Cima Tognazza), l'affioramento di massicce ignimbriti permiane (che si comportano come un corpo roccioso rigido e coerente) dà origine a pendii aspri e pareti sub-verticali ([Bosellini, 1989](#); [Curzi et al., 2023](#)). Al contrario, procedendo verso est, il paesaggio è dominato da successioni sedimentarie eterogenee tra cui la Formazione a Bellerophon e la Formazione di Werfen ([Doglioni & Neri, 1988](#); [Massironi et al., 2007](#)). La spiccata

incompetenza meccanica e la natura plastica di tali orizzonti (in particolare quelli marnoso-evaporitici) oppongono minore resistenza all'azione degli agenti esogeni, originando rilievi dai profili nettamente più dolci ed arrotondati rispetto al settore vulcanico (*Bosellini, 1989; Massironi et al., 2007*).

Nella porzione meridionale del rilevamento, l'evoluzione geomorfologica è strettamente connessa all'erosione fluviale del torrente Cismon, la cui testata valliva si è imposta proprio lungo l'asse di debolezza della Faglia di Passo Rolle (*Doglioni & Neri, 1988*). Essendo una preesistente fascia di discontinuità strutturale caratterizzata da rocce intensamente fagliate, questo lineamento ha catalizzato l'azione incisiva delle acque superficiali, permettendo al corso d'acqua di approfondirsi e di accentuare fisicamente la separazione morfologica tra il blocco occidentale e quello orientale (*Doglioni & Neri, 1988; Curzi et al., 2023*).

Infine, l'attuale morfologia reca le chiare impronte della grande esarazione avvenuta durante l'Ultima Glaciazione (LGM) e delle successive dinamiche di deglaciazione delle Alpi Orientali (*Van Husen, 2000*), a cui si sovrappongono le evidenze delle fluttuazioni climatiche più recenti come la Piccola Età Glaciale (LIA) (*Zanoner et al., 2017*). L'intensa azione dei ghiacciai pleistocenici ha dapprima sovra-escavato le valli (*Van Husen, 2000*), mentre il successivo ritiro e le fluttuazioni oloceniche hanno rilasciato estese coltri di depositi glaciali e paraglaciali incoerenti (*Zanoner et al., 2017*), i quali mantellano i fondovalle e risultano particolarmente evidenti nel settore più settentrionale dell'area di studio.

3.INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le Alpi costituiscono uno dei più celebri esempi a livello globale di catena orogenica di collisione continentale (collisional belt), la cui struttura è il risultato di una complessa storia geodinamica avviatasi nel Cretacico e tuttora in evoluzione ([Stampfli et al., 1998](#); [Dal Piaz et al., 2003](#); [Pfiffner, 2014](#)). In un contesto più ampio, a scala planetaria, le Alpi non rappresentano un elemento isolato, bensì la porzione occidentale della più vasta catena Alpino-Himalayana (o *Alpide belt*), una struttura orogenica ad andamento prevalente ovest-est che si estende dal settore Atlantico e dal Mediterraneo occidentale fino all'Asia (Figura 2) ([Cavazza, 2004](#); [Bosellini, 1989](#)).

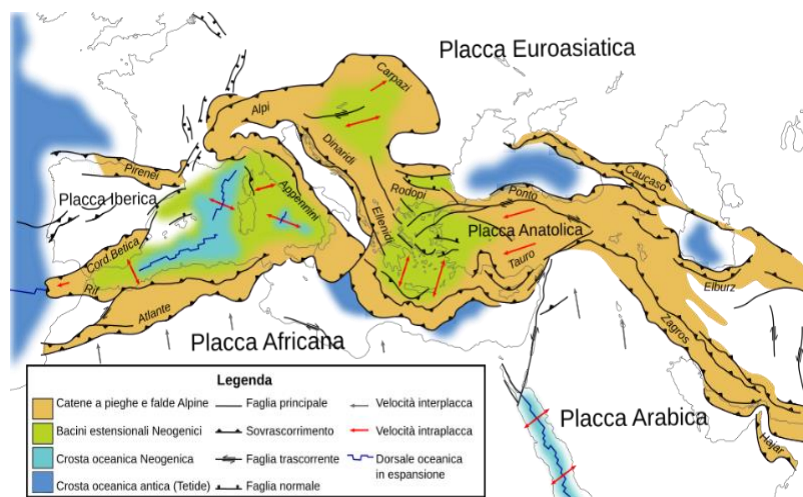


Figura 2 – Fascia di orogeni disposti dalla Penisola Iberica al Medio Oriente, appartenenti alla grande catena alpino- Himalayana (Schema di Woudloper, 2010).

3.1 L'Orogenesi Alpina e l'assetto regionale

Le Alpi sono il risultato di un lungo processo collisionale innescatosi nel Cretacico e tuttora in evoluzione, guidato dalla convergenza tra la placca continentale Adriatica (agente come placca superiore) e la placca Europea (placca inferiore) ([Dal Piaz et al., 2003](#)). Questa dinamica ha portato alla progressiva chiusura tramite subduzione, dei bacini oceanici interposti della Tetide Alpina, culminando nell' Eocene superiore, in una collisione continentale che ha strutturato l'orogene a doppia vergenza ([Handy et al., 2010](#); [Curzi et al., 2024](#)). A scala crostale, l'orogene è fortemente asimmetrico e diviso in due domini tettonici principali (Figura 3), separati da un'importante e profonda faglia di sutura: il Lineamento Periadriatico (o Linea Insubrica) ([Dal Piaz et al., 2003](#)).

- A nord di questo limite si sviluppano le Alpi sensu stricto, un prisma d'accrescimento nord vergente (verso l'avampaese europeo) che include i domini Austroalpino, Pennidico ed Elvetico, profondamente coinvolti nella subduzione e caratterizzati da metamorfismo alpino ([Dal Piaz et al., 2003](#)).

- A sud si collocano le Alpi Meridionali (o Sudalpino), che si configurano come una *fold-and-thrust belt* con vergenza opposta, ovvero sud vergente verso l'avampaese adriatico, fungendo da retro-cuneo (*retro-wedge*) della catena principale ([Dal Piaz et al., 2003](#)).

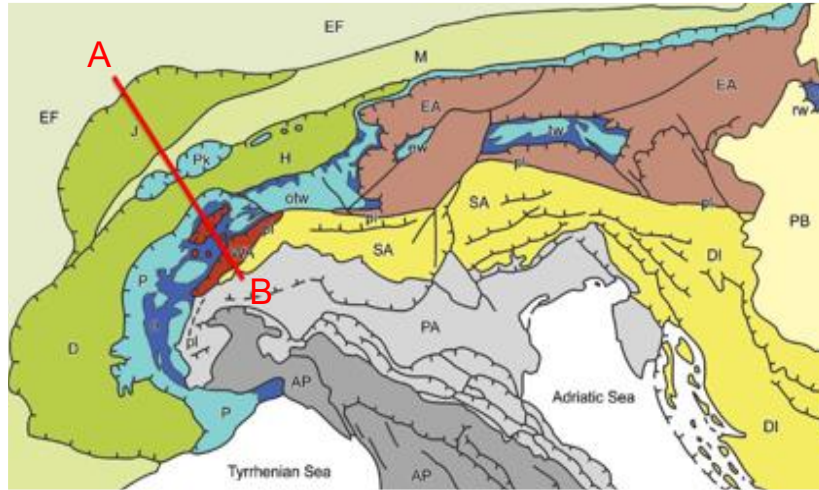


Figura 3 - Mappa tettonica della catena alpina e dei domini ([Dal Piaz et al., 2003](#)) dove sono evidenziati: il sistema collisionale a vergenza europea, che comprende il dominio austroalpino orientale (EA) e occidentale (WA), il dominio penninico con le sue unità ofiolitiche (o), i finestrimenti tettonici (otw, ew, tw, rw), i klippen prealpini (Pk) e il dominio elvetico (H – D). Il settore sud-alpino (SA) è delimitato a nord dal lineamento periadriatico (pl). In rosso è segnata la sezione A-B che si può osservare in figura 4.

Questa marcata dicotomia strutturale e cinematica è l'espressione in superficie della geometria profonda dell'orogene (figura 4): i dati geofisici dimostrano che la Moho europea si immerge e subduce sotto la Moho adriatica ([Castellarin & Cantelli, 2000](#)); quest'ultima, sovrascorrendo, agisce da vero e proprio punzone rigido (*indenter*) contro la crosta europea, promuovendo il raccorciamento ([Castellarin & Cantelli, 2000](#); [Schmid et al., 2004](#)). In questo assetto, il Lineamento Periadriatico rappresenta la discontinuità crostale chiave. Nel settore di nostro interesse, questo lineamento devia bruscamente verso sud-ovest prendendo il nome di Linea delle Giudicarie, un segmento transpressivo sinistro del sistema Periadriatico che funge da limite occidentale per il settore delle Dolomiti ([Schmid et al., 1989](#); [Curzi et al., 2024](#)).

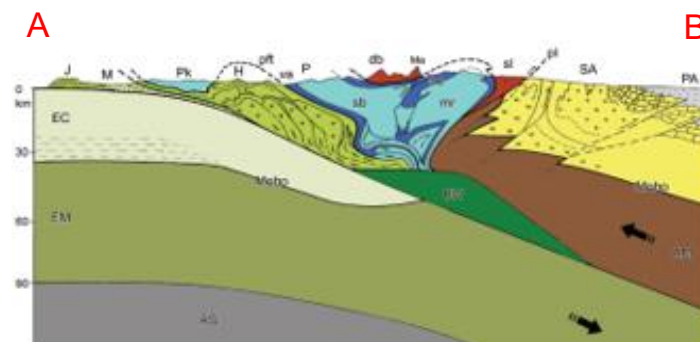


Figura 4 - Sezione litosferica del transetto A-B mostrato in figura 3 ([Dal Piaz et al., 2003](#)) che evidenzia l'asimmetria strutturale dell'orogene: la Moho presenta profondità differenti, individuando una superficie

europea più profonda e flessa sotto la catena e una superficie adriatica sollevata; al centro si osserva il cuneo di collisione crostale (formato dalle unità austroalpine e pennidiche), mentre il settore delle Alpi Meridionali (SA) mostra una vergenza opposta (verso sud/Adria-vergente) rispetto al sistema principale a vergenza europea.

3.2 Il Sudalpino e l'evoluzione strutturale delle Dolomiti

Il Sudalpino, non essendo stato coinvolto nella subduzione crostale profonda, è privo del metamorfismo alpino di alto grado ([Dal Piaz et al., 2003](#)). Questo ha garantito un'eccezionale preservazione del basamento varisco e delle architetture sedimentarie permo-mesozoiche, permettendo di leggere chiaramente l'evoluzione tettonica dell'area ([Bosellini, 1989](#); [Doglioni, 1987](#)). La strutturazione delle Dolomiti è infatti il risultato di una profonda storia tettonica, divisa in due macro-fasi:

- Fasi Estensive (*Permiano-Giurassico*): L'area è stata dominata da un prolungato rifting crostale che ha assottigliato e frammentato il margine continentale passivo di Adria, in concomitanza con l'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese. Questa distensione ha generato un sistema di alti strutturali (horst) e bacini subsidenti (graben), differenziando paleogeograficamente il settore tra l'alto della Piattaforma di Trento a ovest e il subsidente Bacino di Belluno a est ([Curzi et al., 2024](#)).
- Fasi Compressive (*Cretacico-Neogene*): La successiva collisione continentale cenozoica ha riaccurciato il margine riattivando le antiche faglie normali come faglie inverse (inversione tettonica). La compressione post-collisionale si è esplicata tramite tre fasi (figura 5): la Fase Dinarica (Eocene-Miocene, con sforzo NE-SO), la

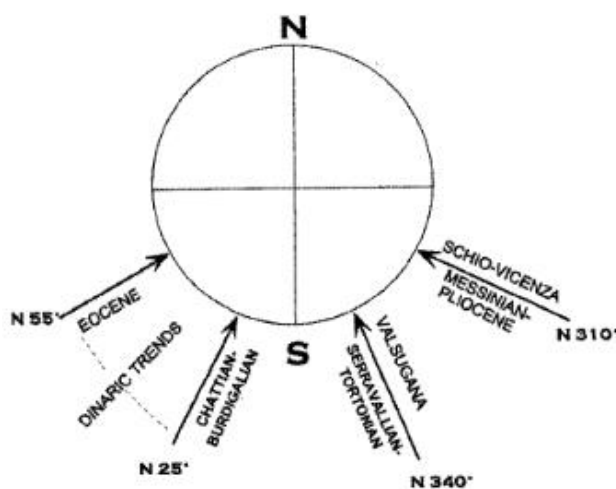


Figura 5 - Schema delle direzioni dello sforzo massimo compressivo (σ_1) associato ai principali sistemi strutturali del Sudalpino Orientale nel corso del Cenozoico ([Castellarin et al., 1998](#)).

Fase Valsuganese (Miocene, asse NNO-SSE) e la Fase transpressiva Schio-Vicenza (Mio-Pliocene, compressione NO-SE) ([Castellarin & Cantelli, 2000](#); [Curzi et al., 2024](#)). L'azione della fase Valsuganese ha sollevato l'intero blocco dolomitico in una struttura a pop-up, delimitata a sud dal Sovrascorrimento della Valsugana (sud-vergente) e a nord dal Retroscorrimento di Funes (nord-vergente) ([Doglioni, 1987](#); [Curzi et al., 2023](#)).

3.3 Assetto strutturale locale: l'evoluzione della Faglia di Passo Rolle (PRF)

All'interno di questo vasto blocco dolomitico deformato, il perno strutturale che ha governato la morfologia e la geologia dell'area di studio è la Faglia di Passo Rolle (PRF), un lineamento ad alto angolo a direzione NNO-SSE e immersione verso est. La PRF è un classico esempio di struttura ereditata con una storia polifasica ([Doglioni, 1987](#); [Curzi et al., 2023](#)):

- Genesi estensiva: La PRF ha operato come faglia normale durante il rifting mesozoico, agendo come limite fisico tra l'alto strutturale della Piattaforma di Trento e il più depresso Bacino di Belluno ([Doglioni & Neri, 1988](#); [Curzi et al., 2024](#)). Questa faglia ha guidato la sedimentazione, determinando forti contrasti di spessore: a ovest del passo si rinvenivano infatti enormi spessori di Ignimbriti Permiane, mentre a est la successione è dominata da spessi pacchi sedimentari (strutturalmente ribassati), come la Formazione a Bellerophon e Formazione di Werfen ([Bosellini, 1989](#); [Curzi et al., 2023](#)).
- Modifica e inversione Alpina: Durante la fase compressiva post-collisionale neogenica, questa preesistente anisotropia è stata riattivata cinematicamente, comportandosi come una struttura transpressiva sinistra ([Doglioni & Neri, 1988](#); [Castellarin & Cantelli, 2000](#); [Curzi et al., 2023](#)).

Questa riattivazione transpressiva ha costretto i due settori (ora a contatto lungo la faglia) a deformarsi in modo radicalmente diverso a causa dei loro contrasti reologici (figura 6) ([Doglioni, 1987](#); [Curzi et al., 2023](#)). A ovest della PRF, le rigide ignimbriti (Cima Tognazza) si sono fratturate sfruttando le antiche fessurazioni da raffreddamento vulcanico (cooling joints) ([Curzi et al., 2023](#)). Al contrario, a est della PRF, il dominio sedimentario plastico ed eterogeneo ha assorbito il raccorciamento sviluppando una complessa architettura contrazionale, formata da pieghe disarmoniche e sovrascorrimenti, come il vicino retroscorrimento del Cimon della Pala ([Doglioni & Neri, 1988](#); [Curzi et al., 2023](#)).

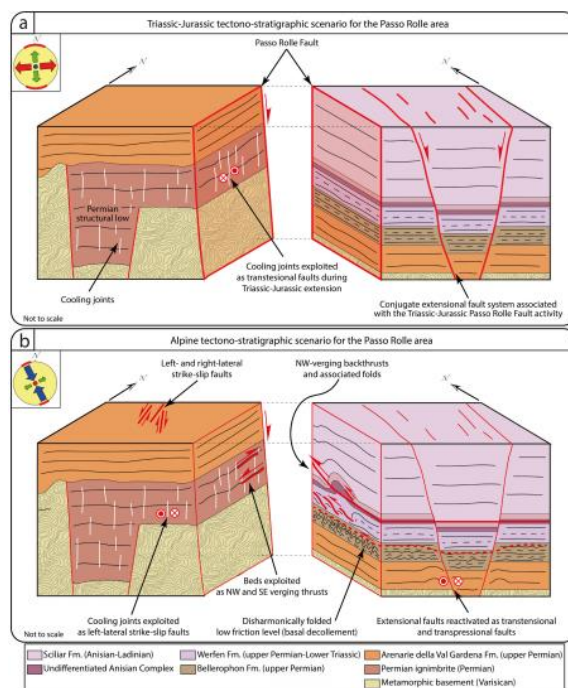


Figura 6 - (a) Diagramma a blocchi che rappresenta l'assetto tettonico-stratigrafico pre-alpino dell'area di Passo Rolle. (b) Diagramma a blocchi che mostra le strutture tettoniche sviluppatesi durante la deformazione alpina. Si noti la riattivazione transpressiva delle strutture ereditate, in particolare lo sfruttamento delle antiche fessurazioni da raffreddamento (cooling joints) all'interno delle ignimbriti permiane e dei piani di stratificazione originari (Curzi et al., 2023).

3.4 Successione stratigrafica delle Dolomiti

La successione stratigrafica delle rocce sedimentarie e vulcaniche che compongono le Dolomiti supera i tremila metri di spessore, e testimonia un'evoluzione geologica durata per oltre duecento milioni di anni (Bosellini, 1989). L'attuale variabilità degli affioramenti nelle diverse località dolomitiche è il risultato combinato dei movimenti tettonici di sollevamento e dei conseguenti processi erosivi (Bosellini, 1989). Le aree sottoposte ad un maggiore innalzamento hanno subito un'erosione più intensa, portando alla rimozione dei terreni più giovani e alla conseguente esposizione di quelli sottostanti e più antichi; al contrario, le zone strutturalmente depresse hanno favorito la conservazione delle sequenze più recenti (Bosellini, 1989). Nonostante questa frammentarietà areale, è possibile ricostruire una colonna stratigrafica completa dell'intero complesso dolomitico (figura 7) (Bosellini, 1989). Strutturalmente, infatti, le Dolomiti (figura 8) formano un'articolata depressione a scala

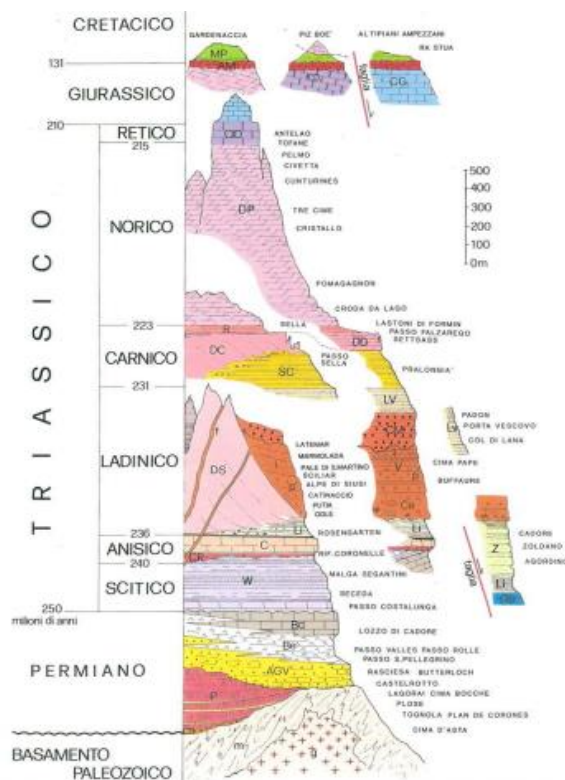


Figura 7 - Successione stratigrafica presente nel complesso dolomitico (Bosellini, 1989).

regionale nota come sinclinorio, al cui interno (nel nucleo) si conservano le rocce più giovani, mentre le unità più antiche, affiorano lungo i margini settentrionali e meridionali ([Doglioni, 1987](#); [Bosellini, 1989](#)). All'interno di questo quadro generale, tuttavia, l'area di rilevamento a Passo Rolle costituisce un settore in cui non affiorano tutte le innumerevoli formazioni che compongono l'intera successione stratigrafica dolomitica, ma solo una parte di esse ([Bosellini, 1989](#); [Curzi et al., 2023](#)).

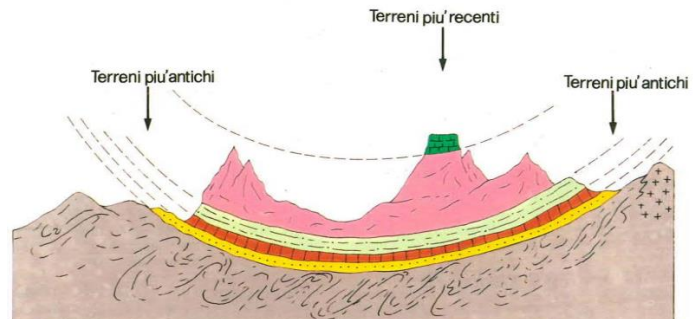


Figura 8 - La sezione mostra una zona con assetto simile alle Dolomiti, con una struttura a sinclinale dove è possibile osservare come a causa dell'effetto erosivo anche le formazioni più antiche vengono portate a giorno (Bosellini, 1989).

3.4.1 Gruppo Vulcanico Atesino - GVA (Sakmariano)

Si tratta di un'unità vulcanica con uno spessore superiore a 350 m, depositatasi all'interno di una depressione estensionale, ad oggi affiorante solo nella porzione occidentale delle Dolomiti ([Castellarin & Cantelli, 2000](#); [Curzi et al., 2023](#)). È caratterizzata da ignimbriti di colore grigio-rossastro con fenocristalli di sanidino, quarzo, plagioclasio e biotite e con struttura eutassitica, interpretate come correnti piroclastiche (nubi ardenti) messe in posto in condizioni strettamente subaeree ([Bosellini, 1989](#)). La facies è caratterizzata dalla presenza

di strutture a fiamme, generate dallo schiacciamento e dall'allungamento di iuvenili, parallele alla superficie di deposizione, in accordo con la direzione di flusso, e da rari xenoliti scistosi derivati dal basamento sottostante. ([Massironi et al., 2007](#)). Si imposta in forte discordanza angolare al di sopra del basamento metamorfico paleozoico ercinico o, localmente, tramite l'interposizione dei depositi torrentizi immaturi del Conglomerato di Ponte Gardena ([Bosellini, 1996](#); [Massironi et al., 2007](#)). Mentre per quanto riguarda il limite superiore è segnato da un contatto netto, erosivo e discordante (unconformity) con le sovrastanti Arenarie di Val Gardena, legato a una prolungata fase di emersione ed erosione subaerea del piastrone vulcanico ([Bosellini, 1989](#); [Massari et al., 1994](#)).

3.4.2 Arenarie di Val Gardena - AVG (Wuchapingiano- Changhsingiano)

Rappresenta la prima unità sedimentaria clastica post-magmatica, depositatasi in discordanza al di sopra delle ignimbriti permiane con uno spessore variabile tra 80 e 100 m nell'area di Passo Rolle ([Curzi et al., 2023](#)). La composizione riflette la litologia del substrato progressivamente eroso, più o meno profondamente, su cui l'unità si imposta; si tratta infatti di areniti stratificate, siltiti e argilliti di colore rosso mattone ([Massari et al., 1994](#)). La base è caratterizzata da livelli conglomeratici, mentre il corpo della formazione presenta frequenti livelli a noduli carbonatici all'interno di areniti argillose e argille ([Massari et al., 1994](#)). La regione dolomitica e l'intera area alpina erano solcate da corsi d'acqua che smantellavano i rilievi vulcanici e metamorfici, inserendosi in una vasta pianura alluvionale dal clima caldo, arido o semi-arido. L'ambiente era dominato da fiumi meandriformi e canali intrecciati, con laghetti effimeri soggetti a stagionali prosciugamenti ([Bosellini, 1989](#); [Massari et al., 1994](#)). Per quanto riguarda il limite superiore è caratterizzato da una transizione rapida ma graduale, definita da un'articolata eteropia laterale e interdigitazione di facies con i depositi evaporitico-carbonatici della sovrastante Formazione a Bellerophon, che testimoniano il progressivo avanzamento della trasgressione marina ([Bosellini, 1989](#); [Massari et al., 1994](#)).

3.4.3 Formazione a Bellerophon - BEL (Changhsingiano)

Rappresenta la prima invasione marina della Tetide sul continente ed è un'unità evaporitico-carbonatica che si è deposta in eteropia laterale con le sottostanti Arenarie di Val Gardena (*Bosellini, 1989; Massari et al., 1994*). Nell'area di San Martino poggia direttamente sulle AVG in eteropia e possiede un limite superiore netto e in paraconcordanza, marcato dal brusco passaggio dai calcari scuri della facies Badiota ai calcari oolitici chiari del Membro di Tesero (base della Formazione di Werfen); questo limite ha una rilevanza globale poiché coincide con il limite cronostratigrafico Permo-Triassico (P/T boundary) e con la grande estinzione di massa (*Massari et al., 1994; Massironi et al., 2007*). Essa può essere suddivisa in due facies principali. La facies basale, nota come *Fiammazza*, è costituita da dolomie grigie vacuolari (cariate), alternate a livelli di marne dolomitiche e gessi bianchi (laminati, nodulari o in banchi) che mostrano spesso un'intensa deformazione duttile ed evidenti piegamenti (*Doglioni, 1987*). Questi depositi si sono formati in ambienti (Figura 9) di tipo sabkha e lagune costiere aride soggette a forte evaporazione (*Bosellini, 1989; Massari et al., 1994*). La facies superiore, denominata Badiota, è caratterizzata da calcari fetidi bioclastici scuri e ben stratificati, ricchi in foraminiferi, bivalvi e gasteropodi (come il *Bellerophon* che dà il nome alla formazione), e rappresenta l'instaurarsi di un ambiente marino subtidale (*Massari et al., 1994; Massironi et al., 2007*). Nell'area del Passo Rolle, lo spessore complessivo della formazione si aggira attorno ai 200 metri (*Curzi et al., 2023*).

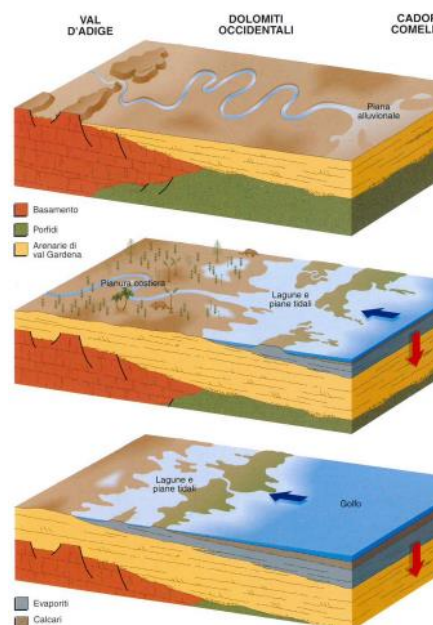


Figura 9 - I blocchi illustrano la transizione dalla piana alluvionale continentale delle Arenarie di Val Gardena (A) alla progressiva trasgressione marina guidata dalla subsidenza (B). Questo lento abbassamento culmina con l'instaurazione di un vasto e basso golfo marino, orlato da lagune e piane tidal, in cui si depositano le sequenze evaporitico-carbonatiche caratteristiche della Formazione a Bellerophon (C) (*Bosellini, 1989*).

3.4.4 Formazione di Werfen - WER (Changhsingiano – Olenekiano)

Segna l'avvio della transizione dal Paleozoico al Mesozoico, un passaggio cronologico e biologico fondamentale caratterizzato dalla drammatica estinzione di massa permo-triassica, che spazzò via circa l'85% delle specie marine e terrestri globali (*Bosellini, 1989*). A seguito

di questo profondo collasso ecologico, la documentazione fossile alla base del Trias inferiore si presenta dominata da poche comunità ma estremamente resilienti (*Bosellini, 1989*). Dal punto di vista paleogeografico e sedimentario, l'unità si depose per effetto di una marcata e progressiva trasgressione marina (*Bosellini, 1989*). L'area alpina e dolomitica venne così a trovarsi sommersa da un mare basso e costiero, evolvendosi in un'ampia piattaforma mista caratterizzata da ripetute oscillazioni del livello marino (variazioni eustatiche ad alta frequenza), fluttuazioni climatiche e notevoli apporti terrigeni (*Bosellini, 1989*).

Tradizionalmente l'unità è suddivisa in nove membri (figura 10), ma data la loro natura sporadica in alcune zone e la presenza di ampie coperture detritiche o glaciali, si è introdotta una distinzione macroscopica tra i membri inferiori WER 1, prevalentemente carbonatici (da Tesero a Oolite a Gasteropodi), e quelli superiori WER 2, prevalentemente silicoclastici (da Campil a San Lucano) ([Massironi et al., 2007](#); [Curzi et al., 2023](#)):

WER 1:

- Il Membro di Tesero (*Changhsingiano*): ha uno spessore tipico di 5 m ed è costituito da sottili banchi di dolomie e calcari oolitici e oolitico-bioclastici chiari, depositatisi in paraconcordanza sui calcari neri terminali della Formazione a Bellerophon in seguito a una rapida trasgressione marina ([Massari et al., 1994](#); [Massironi et al., 2007](#)). Mentre verso l'alto, l'unità mostra un passaggio graduale e transizionale nel soprastante Membro di Mazzin, marcato dal progressivo esaurimento della frazione oolitica a favore di quella marnosa ([Massironi et al., 2007](#)).
- Il Membro di Mazzin (*Induano*): ha uno spessore di 40 m ed è formato da calcari e marne grigio-verdastre caratterizzati da una tipica nodularità pervasiva a scala sub-centimetrica, deposti in un ambiente di rampa mediana-esterna e contenenti i primi bivalvi fossili guida del genere *Claraia* Wangi ([Massironi et al., 2007](#)). Il limite superiore con il sovrastante Membro di Andraz è di tipo transizionale ma relativamente rapido, registrando una marcata e temporanea regressione marina che determina il passaggio da un ambiente marino franco a piane costiere ristrette ed evaporitiche (*Bosellini, 1989*; [Massironi et al., 2007](#)). Molto spesso viene accorpato insieme al Membro di Tesero, riferendosi ai due come un solo membro “Tesero e Mazzin” (T+M), data dall'esigua potenza del membro di Tesero che di conseguenza risulterebbe difficilmente distinguibile.

- Il Membro di Andraz (Induano): ha uno spessore di 25 m ma spesso è mal affiorante e costituisce cenge sulle pareti; rappresenta un intervallo prevalentemente argilloso-siltoso di colore rosa-rossastro con intercalazioni dolomitiche, interpretato come il prodotto di una piana alluvionale distale o di un mud-flat sopratidale in clima arido ([Massironi et al., 2007](#)). Il limite superiore con il Membro di Siusi è definito da un contatto netto e trasgressivo (superficie di annegamento); esso testimonia un rapido e deciso innalzamento eustatico che sommerge le piane argillose di Andraz, portando alla deposizione di sedimenti di mare aperto ([Bosellini, 1989](#); [Massironi et al., 2007](#)).
- Il Membro di Siusi (Induano): con uno spessore di 70 m, è un'unità litologica che passa da calcari grigio-verdastri a siltiti rosse nella parte superiore con intercalazioni di sottili livelli siltitici grigio-verdastri, caratterizzata dall'abbondanza diagnostica del bivalve *Claraia claraia* e da strutture sedimentarie legate a tempeste (tempestiti), evolvendo verso ambienti di shoreface silicoclastica ([Bosellini, 1989](#); [Massironi et al., 2007](#)). Verso l'alto, il membro evolve attraverso un passaggio stratigrafico graduale e transizionale nel Membro dell'Oolite a Gasteropodi, registrando un trend di progressivo shallowing (prosciugamento/diminuzione della profondità) caratterizzato dall'insediamento di barre oolitiche ad alta energia ([Massironi et al., 2007](#)).
- Il Membro dell'Oolite a Gasteropodi (Induano): con uno spessore di 35 m, è segnato da calcari fossiliferi alternati a calcareniti oolitiche e siltiti di colore scuro grigio-verdastro, in un ambiente deposizionale di rampa mediana-interna simile a quello del Membro di Siusi ([Massironi et al., 2007](#)). Il limite superiore con il sovrastante Membro di Campil (che sancisce l'esordio del WER 2) coincide con un contatto netto e diacronico, marcato dal brusco arresto della sedimentazione carbonatica di



Figura 10 – mostrato in Figura è presente una rappresentazione di quelli che sono i 9 membri del Werfen ([Bosellini, 1989](#)).

rampa e dal massivo ingresso di apporti terrigeni silicoclastici fini dal tipico colore rosso intenso (*Bosellini, 1989; [Massironi et al., 2007](#); [Curzi et al., 2023](#)*).

WER 2:

- Il Membro di Campil (*Olenekiano*): con uno spessore di 70-100 m, è dominato da siltiti e areniti fini dal marcato colore rosso, ricche di strutture trattive, ripples (crespe da onda), strutture di carico e dalle tipiche impronte di fondo, deposte in un ambiente di spiaggia sommersa (shoreface-offshore) (*Bosellini, 1989; [Massironi et al., 2007](#)*).

3.4.5 Filoni Magmatici - (Ladinico)

Filoni magmatici (dicchi) aventi spessori fino a 2-3 metri e colorazioni variabili dal verde scuro al grigio-nero. Questi corpi mostrano una direzione preferenziale compresa tra N-S e NNO-SSE e intrudono trasversalmente l'intera successione incassante, dalle filladi del basamento metamorfico fino alla copertura sedimentaria e carbonatica permo-triassica. Essi sono geneticamente e spazialmente legati all'intensa attività magmatica ladinica che ha portato alla formazione dei vicini complessi intrusivi di Predazzo e Monzoni. Da un punto di vista petrografico e composizionale, macroscopicamente presentano una tipica struttura porfirica con pasta di fondo afanitica e fenocristalli di pirosseni, olivina e plagioclasio (*[Massironi et al., 2007](#); Bosellini, 1989*).

4. RISULTATI RILEVAMENTO GEOLOGICO

Nel presente capitolo vengono illustrati e discussi i risultati del rilevamento geologico di dettaglio condotto nel settore delle Dolomiti Orientali, nell'area del Passo Rolle. L'indagine ha permesso di cartografare con precisione le unità litostratigrafiche affioranti e di definirne i relativi rapporti geometrici, stratigrafici e strutturali.

Dal punto di vista cronostratigrafico, le successioni mappate spaziano dal Permiano inferiore, testimoniato dalle vulcaniti del Gruppo Vulcanico Atesino, fino al Triassico inferiore, rappresentate dal Membro di Campil. Tale assetto evidenzia una chiara polarità stratigrafica, con le litofacies più antiche concentrate nel settore sud-occidentale (dove affiora il Gruppo Vulcanico Atesino) e quelle progressivamente più giovani distribuite verso nord-est.

4.1 Gruppo Vulcanico Atesino (GVA): Sakmariano

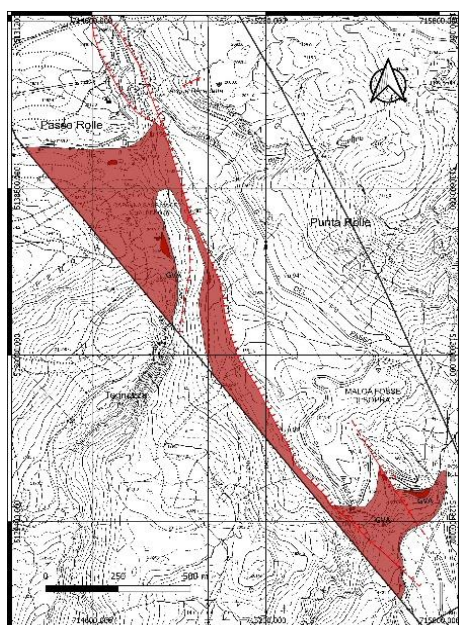


Figura 11 - Carta semplificata dell'area di studio che evidenzia la Formazione del GVA.

Il Gruppo Vulcanico Atesino si estende prevalentemente nel settore ovest sud-ovest dell'area di studio, come evidenziato nella carta semplificata (Figura 11).

A scala d'affioramento, queste unità si presentano come potenti bancate di ignimbriti massive di colore rossastro, soggette ad alterazioni che virano verso tonalità grigio-marroncine. Grazie alla notevole competenza meccanica e agli spessori imponenti che la contraddistinguono, questa unità rocciosa modella il paesaggio dando vita a imponenti pareti subverticali, alte diverse decine di metri, che caratterizzano i versanti dell'area.

Particolarmente significativi in questo contesto sono gli affioramenti osservati in corrispondenza della “Palestra Fiamme Gialle”, che hanno permesso di effettuare le osservazioni macroscopiche e strutturali più dettagliate dell'intero settore. In questo punto infatti, le ignimbriti mostrano un'associazione mineralogica ben definita, costituita da cristalli di quarzo, plagioclasio, sanidino, biotite e pirosseno. A livello tessiturale mostrano una chiara tessitura eutassitica, evidenziata dalla presenza di fiamme disposte parallelamente

alla superficie di deposizione (secondo la direzione del flusso) e generate dallo schiacciamento e dall'allungamento dei frammenti iuvenili, a cui si accompagnano, litici (Figura 12) e rari xenoliti scistosi di piccole dimensioni, strappati dal basamento sottostante (Figura 13).

Sebbene la roccia sia priva di evidenti laminazioni o stratificazioni sedimentarie interne, è possibile distinguere bancate di grande spessore, ciascuna delle quali, si presuppone testimoniare un singolo impulso eruttivo di correnti piroclastiche ad alta densità.



Figura 13 – Si osserva un piccolo xenolite di circa 3 cm immerso nelle ignimbriti.

Si osserva come l'affioramento sia caratterizzato da diverse discontinuità che sono state misurate e suddivise in 3 set principali (Figura 14 e Figura 15). È stato possibile misurare anche delle lineazioni nel quale sono evidenti dei gradini di calcite, nel set S_01 con pitch pari a 90° interpretando quest'ultima discontinuità come un sovrascorrimento top to sud-est.



Figura 12 – Si osserva un litico con orientazione e allungamento coevo con quello delle ulteriori fiamme presenti in affioramento.

Scala: matita, 15 cm

Tali flussi, caratterizzati da temperature estremamente elevate, hanno favorito la messa in posto di depositi fortemente saldati.

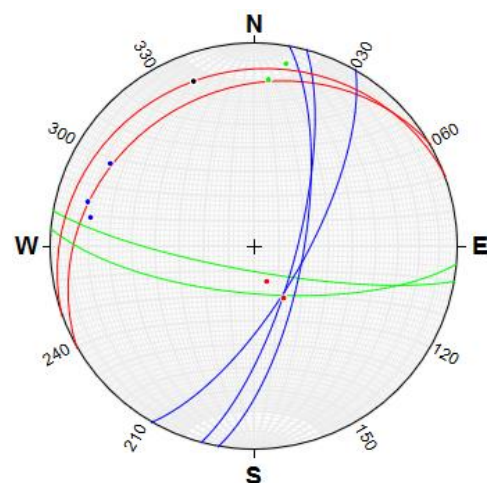


Figura 14 – In Figura vengono mostrati i 3 set di discontinuità: in rosso le S_01 , in blu le S_02 , in verde le S_03 con i rispettivi poli. Viene mostrato inoltre in nero il pitch di lineazioni misurate su S_01



Figura 15 - Con i medesimi colori usati sullo stereonet in Figura 14, vengono evidenziati i set osservati e misurati.

Più a sud rispetto la Palestra Fiamme Gialle, lungo la SS50 tra il km 92 e 91 è stato riscontrato un altro affioramento di ignimbriti con piani di strato che immergono a 320° inclinati di 23° e un piano di faglia riconoscibile immergente a 50° inclinato di 80° .

4.2 Arenarie di Val Gardena (AVG): Wuchapingiano-Changhsingiano

Come evidenziato nella carta semplificata (Figura 16), la distribuzione delle Arenarie di Val Gardena interessa la porzione meridionale del territorio mappato, ripresentandosi inoltre in corrispondenza del margine nord-occidentale e lungo un settore centrale esposto a ovest. Questa unità segna l'esordio della copertura sedimentaria permo-triassica nel settore.

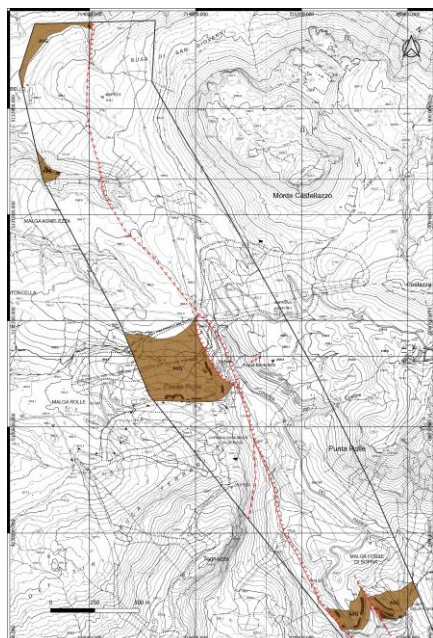


Figura 16 - Carta semplificata dell'area di studio che evidenzia la Formazione di AVG.

L'unità si mostra nettamente più friabile e caratterizzata da una minore competenza rispetto alle ignimbriti sottostanti del Gruppo Vulcanico Atesino (GVA), dalle quali derivano direttamente per erosione e successivo smantellamento. L'analisi mineralogica evidenzia una composizione ricca in quarzo, feldspati, miche scure e plagioclasti, che riflette fedelmente il chimismo del basamento vulcanico madre.

Osservando il settore a Sud, dal punto di vista sedimentologico, la successione è caratterizzata da una stratificazione, con spessori che variano da centimetrici a decimetrici. Particolarmente significativi sono gli affioramenti osservati in questo settore, dove si riconoscono nettamente livelli caratterizzati da noduli carbonatici (Figura 17) ed evidenti strutture a stratificazione incrociata (Figura 18).



Figura 17 – Figura che nella parte basale illustra quello che è un livello ricco in noduli carbonatici.

Scala: matita 15 cm.



Figura 18 – Figura che mostra la stratificazione incrociata presente nelle AVG

Scala: martello

Proseguendo lungo il tracciato della SS50, in prossimità del km 92, sono stati identificati svariati affioramenti di AVG che hanno permesso di eseguire misurazioni strutturali di dettaglio sui piani di faglia e sulle relative lineazioni cinematiche (lineazioni e gradini di calcite). In particolare, nell'affioramento illustrato nella Figura 19, sono stati rilevati due principali piani di faglia:

F1: giacitura $285^{\circ}, 84^{\circ}$, con strie caratterizzate da un *pitch* di 65° ;

F2: giacitura $280^{\circ}, 74^{\circ}$, priva di indicatori cinematici visibili.

In corrispondenza della *F1*, nella porzione di tetto è evidente come gli



*Figura 19 – Affioramento di circa 4 m di AVG nel quale è possibile osservare le due faglie, evidenziate in rosso e gli strati che curvano evidenziati in bianco, a tetto della *F1*.*

strati abbiano subito una leggera curvatura verso il basso andando a suggerire come questa faglia possa essere di tipo inverso, con una componente di trascorrenza sinistra.

Continuando nel tratto compreso tra il km 92 e il km 91, ulteriori misurazioni strutturali condotte in differenti affioramenti, sono state elaborate e riassunte nello stereogramma in Figura 20.

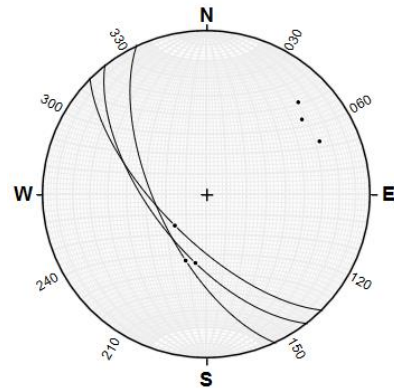


Figura 20 – Stereogramma che mostra i piani di faglia con i corrispettivi poli e pitch delle strie, giacenti sui piani di faglia stessi.

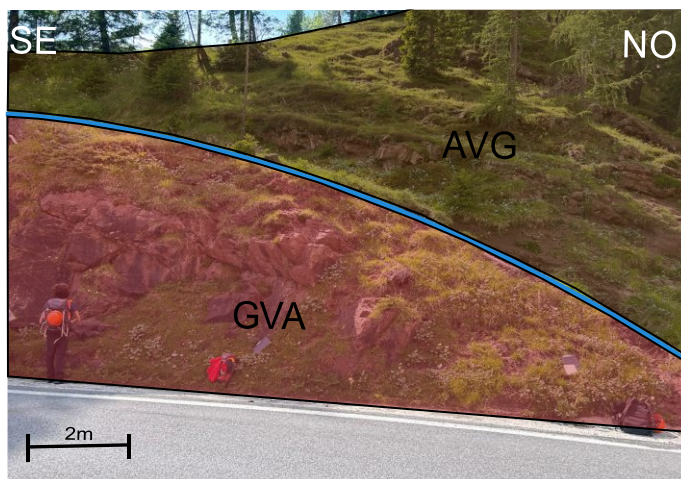


Figura 21 – In immagine viene mostrato l'affioramento nel quale si è potuto osservare il contatto tra il GVA e le AVG

Infine, superato il km 91, è stato possibile osservare direttamente il contatto stratigrafico (Figura 21) tra il Gruppo Vulcanico Atesino e le sovrastanti Arenarie di Val Gardena, il quale mostra un'immersione di 295° e un'inclinazione di 20° .

Nel settore centrale, le Arenarie di Val Gardena si presentano con una fitta stratificazione, caratterizzata da spessori che variano da millimetrici a centimetrici. I dati di giacitura relativi a questa porzione dell'area di studio sono stati riportati e sintetizzati nello stereogramma in Figura 22, mettendone in luce il relativo andamento.

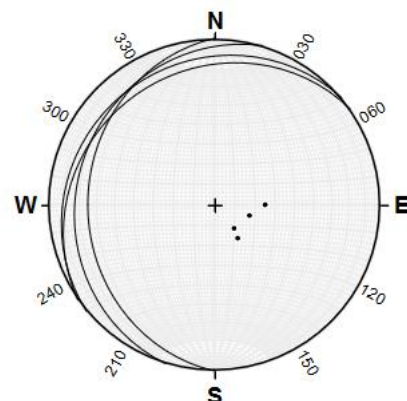


Figura 22 – Stereogramma illustrante le giaciture delle AVG raccolte nel settore centrale.

Nel settore nord-occidentale, la stratificazione si mantiene da millimetrica a centimetrica. Le misurazioni di giacitura in quest'area sono scarse a causa della morfologia molto ripida delle pareti degli impluvi e dell'elevato grado di fratturazione; tuttavia, scendendo lungo questi ultimi, è stato possibile osservare direttamente il contatto tra le AVG e la formazione BEL (Figura 23), con giaciture di S_0 : $040^\circ, 16^\circ$ e S_0 : $037^\circ, 05^\circ$.

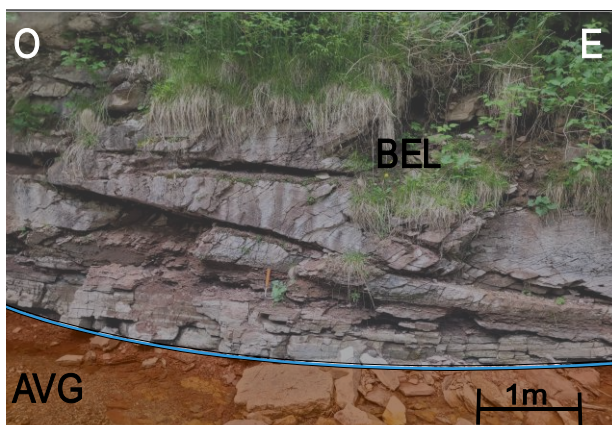


Figura 23 - In immagine viene mostrato l'affioramento nel quale si è potuto osservare il contatto tra le AVG e il BEL.

4.3 Bellerophon (BEL): Changhsingiano

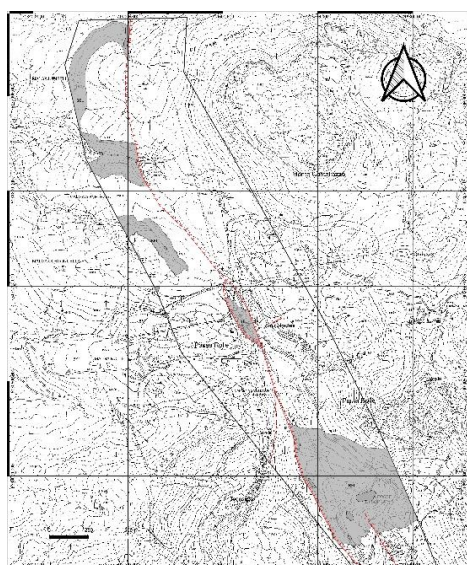


Figura 24 - Carta semplificata dell'area di studio che evidenzia la Formazione a BEL.

Come evidenziato nella carta geologica semplificata (Figura 24), la Formazione a Bellerophon affiora principalmente in due settori distinti dell'area di studio: un ampio settore meridionale, caratterizzato da un affioramento esteso e continuo e una serie di lembi discontinui, distribuiti lungo il margine nord-occidentale. Un ulteriore affioramento di minore estensione e a geometria allungata è inoltre riconoscibile nella porzione centrale.

La Formazione a Bellerophon è costituita prevalentemente da evaporiti a granulometria molto fine e di colore lattiginoso, caratterizzate da una durezza medio-bassa, dalla presenza diffusa di gesso e da intercalazioni marnose dal tipico aspetto cariato (marne vacuolari mostrate in Figura 25). A causa della sua scarsa competenza meccanica, esso si comporta come un livello particolarmente debole, suscettibile a deformazioni per piegamento e fagliamento. Funge frequentemente da



Figura 25 – Campione a mano di circa 10 cm di marna vacuolare appartenente alla formazione BEL.

orizzonte di scollamento, motivo per cui gli spessori originali risultano spesso alterati. A livello morfologico, tende a sviluppare versanti ripidi e instabili, generando paesaggi con presenza di doline.

Nel settore meridionale è stato possibile osservare un affioramento dello spessore di circa 2,5 metri, riferibile alla facies sommitale della Formazione a Bellerophon, nota come Badiota (Figura 26). Quest' ultima è caratterizzata da calcari scuri dall'odore tipicamente fetido, riconducibile alla presenza di abbondanti bioclasti e materia organica. A causa dell'elevato grado di fratturazione dell'affioramento, non è stato possibile eseguire una serie estesa di misurazioni giaciture; è stata pertanto rilevata un'unica giacitura di strato ritenuta rappresentativa dell'intero affioramento $S_0: 350^\circ, 25^\circ$



Figura 26 – Affioramento di BEL, facies badiota.



Figura 27 – Affioramento della Formazione a Bellerophon, in cui sono evidenziati in verde e blu i fianchi osservabili e in nero il piano assiale.

Proseguendo verso nord, nell'affioramento visibile in Figura 27 è stato invece possibile individuare i piani di strato e rilevare alcune giaciture, i cui dati sono sintetizzati nello stereogramma di Figura 28. Tali misurazioni confermano l'evidenza osservata sul campo, ascrivibile a una piega di tipo kink, caratterizzata da fianchi planari e da una cerniera marcatamente angolosa.

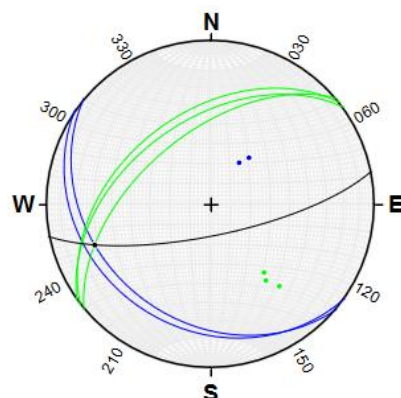


Figura 28 – Stereogramma che mostra i fianchi della piega a kink. I colori rispecchiano quelli utilizzati in Figura 27.

Nel settore settentrionale, la presenza della Formazione a Bellerophon è stata identificata percorrendo gli impluvi presenti, i quali hanno permesso di osservare direttamente anche il contatto stratigrafico con le sottostanti Arenarie

di Val Gardena, come illustrato in Figura 23. A causa della notevole debolezza meccanica della formazione e del conseguente stato di alterazione, anche in questo caso non è stato possibile raccogliere un'elevata densità di dati giacitureali; le misurazioni di giacitura ritenute più rappresentative per i lembi affioranti in questo settore sono $S_0: 025^\circ, 20^\circ$ e $S_0: 010^\circ, 28^\circ$. Infine, il settore centrale rappresenta un'area di notevole interesse: in esso è stato infatti rilevato un affioramento della Formazione a Bellerophon in posizione stratigraficamente sottostante alle Arenarie di Val Gardena. Tuttavia, procedendo verso il versante opposto e alla medesima quota, si osserva l'assenza del Bellerophon e la presenza del Membro di Siusi.

4.4 Tesero e Mazzin (T+M): Changhsingiano e Induano

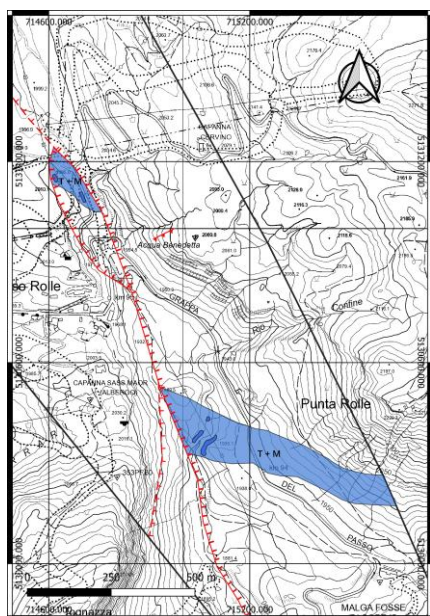


Figura 29 - Carta semplificata dell'area di studio che evidenzia il membro di T+M.

Lungo il corso del torrente Cismon è stato individuato il primo affioramento (Figura 30), situato nel settore sud-orientale, in corrispondenza del ponte della nuova SS50. In tale ubicazione sono stati raccolti dati giacitureali, sintetizzati nello stereogramma di Figura 31.

Come illustrato nella carta geologica semplificata (Figura 29), il Membro di Tesero e Mazzin affiora estesamente nel settore sud-orientale dell'area di rilevamento, mentre un secondo lembo, a geometria allungata e di minore estensione, è riconoscibile nel settore centrale. Litologicamente, il membro si presenta come un calcare grigio scuro con sottili intercalazioni marnose, caratterizzato da una spiccata reattività all'acido cloridrico (HCl). Rispetto alla sottostante Formazione a Bellerophon, mostra una maggiore competenza meccanica, tendendo a modellare morfologie caratterizzate da pareti più impervie e scoscese.

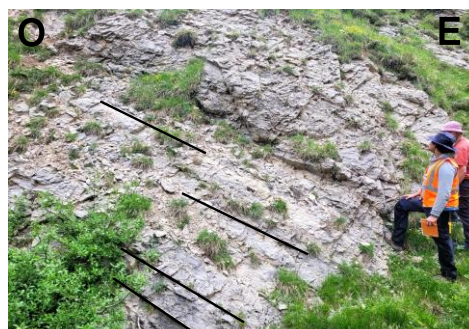


Figura 30 – Affioramento di T+M nel quale in nero sono evidenziati i piani di strato.

Scala: considerare i due rilevatori in figura.

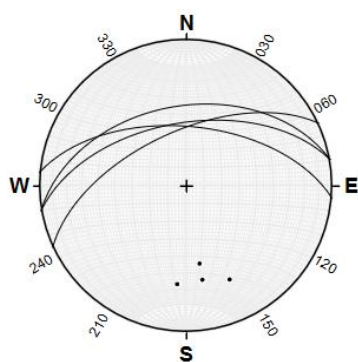


Figura 31 – Stereogramma nel quale sono rappresentati i dati giacitureali raccolti nel membro di T+M con i rispettivi poli.

Proseguendo verso nord, nella porzione centrale dell'area di rilevamento, è stato individuato un ulteriore affioramento di particolare interesse; oltre che per le caratteristiche litologiche, esso è stato prontamente riconosciuto per l'elevata reattività all'acido cloridrico (HCl). Nonostante l'affioramento sia caratterizzato da un elevato grado di fratturazione, è stato comunque possibile rilevare una giacitura di strato ritenuta rappresentativa $S_0:065^\circ, 50^\circ$

4.5 Andraz (AND): Induano

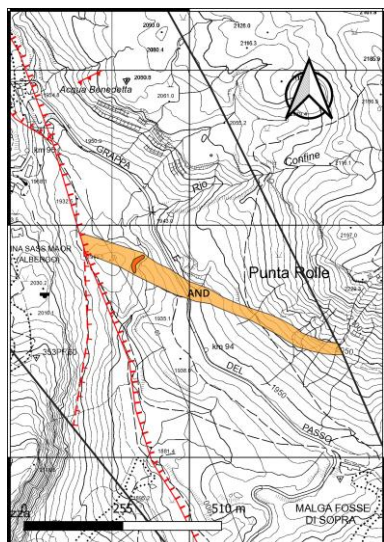


Figura 32 - Carta semplificata dell'area di studio che evidenzia il membro di AND.

Come mostrato nella carta geologica semplificata (Figura 32), il Membro di Andraz affiora esclusivamente nel settore sud-orientale dell'area di rilevamento. Litologicamente, esso si presenta come un'argilla siltosa caratterizzata da una tipica colorazione rossastro-aranciata, con intercalazioni di dolomie giallastre finemente laminate in strati decimetrici o centimetrici; data la sua modesta competenza meccanica, tende a modellare morfologie dolci e a formare tipiche cenge lungo i versanti.

Questo membro è stato osservato in un'unica località dell'area, situata a nord-est rispetto all'affioramento del Membro di Tesero e Mazzin precedentemente descritto, nei pressi del ponte della SS50. In tale affioramento si osserva una parete contraddistinta dalla caratteristica colorazione arancione e da strati sub-verticali, i cui dati giacitureali sono sintetizzati nello stereogramma di Figura 33. Gli strati mostrano inoltre superfici notevolmente ondulate, caratterizzate dalla presenza di strie di scivolamento di tipo dip-slip.

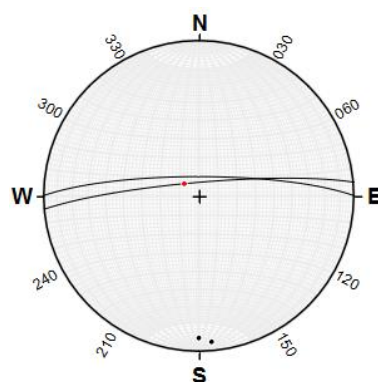


Figura 33 – Stereogramma illustrante le giaciture sub-verticali rilevate nel Membro di Andraz; è evidenziato in rosso il valore del pitch misurato su uno dei piani.

4.6 Siusi (SIU): Induano

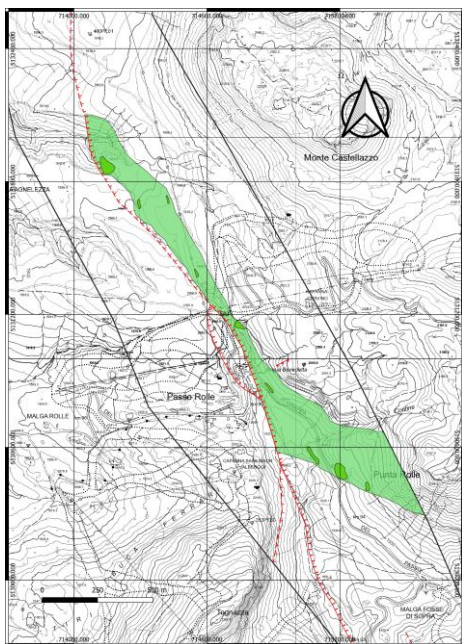


Figura 34 - Carta semplificata dell'area di studio che evidenzia il membro di SIU.

Come si può osservare nella carta semplificata (Figura 34), il Membro di Siusi si estende in modo ampio e continuo soprattutto nel settore centro-orientale. Questo membro è composto da calcari, calcari marnosi di colore grigio-verdastro in strati di spessore centimetrico o decimetrico, e da sottili livelli di siltiti rosse, spesso ricchi di fossili di bivalvi (in particolare *Claraia Claraia*). Guardando la roccia direttamente sul campo, si nota una certa variabilità all'interno dello stesso membro: da una parte ci sono banchi di calcari grigi con molti fossili in strati decimetrici, dall'altra prevalgono rocce rossastre di tipo siltoso, con sottili strati di calcare.

Un affioramento di particolare interesse per questo membro è quello illustrato in Figura 35, ubicato lungo il tracciato della vecchia SS50.

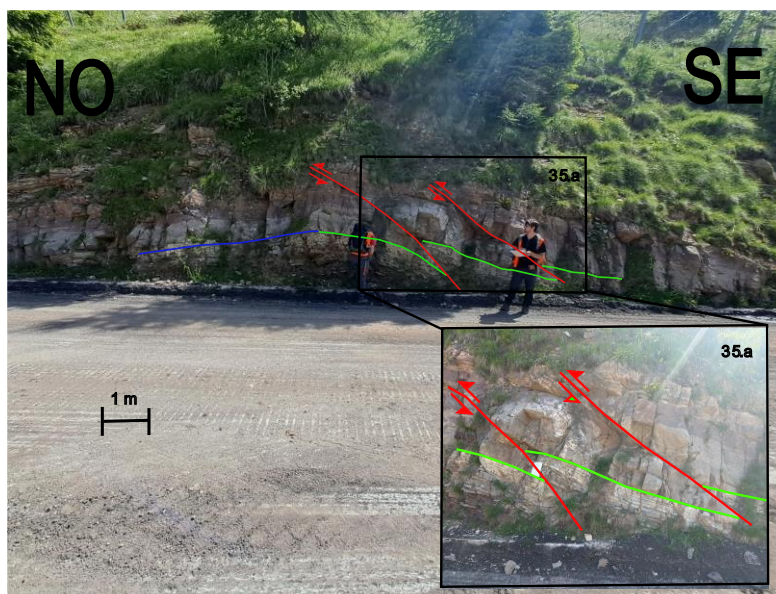


Figura 35 – Affioramento in cui: in blu e in verde sono tracciati i fianchi di una piega blanda, mentre in rosso sono indicati i piani di faglia. Si osserva chiaramente come il rigetto delle faglie determini la discontinuità e lo scalinamento del fianco della piega evidenziato in verde.

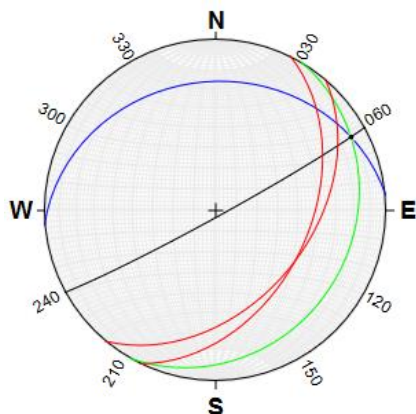


Figura 36 – I colori rispecchiano quelli della Figura 35, e lo stereogramma è stato implementato con il calcolo del piano assiale e dell'asse della piega blanda presente.

Proseguendo lungo il tracciato della vecchia SS50 in direzione sud, è possibile osservare un ulteriore affioramento di notevole interesse geologico, illustrato in Figura 37. Il sito è caratterizzato da una piega plurimetrica, sulla quale sono state eseguite numerose misurazioni giacitureali (Figura 38); l'elaborazione di tali dati ha permesso di ricavare la giacitura del piano assiale e l'orientazione dell'asse.

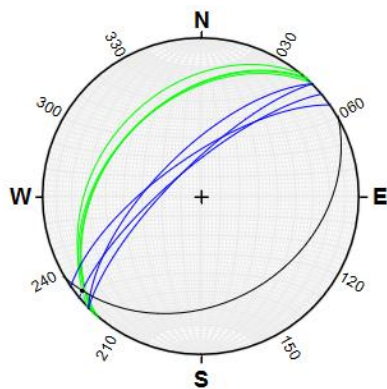


Figura 38 – Stereogramma che mostra i dati raccolti riprendendo gli stessi colori della Figura 37

Nel settore più settentrionale dell'area cartografata è stato possibile osservare il Membro di Siusi lungo l'impiuvio compreso tra Malga Agnelezza e Malga Juribello, caratterizzato da un assetto giaciturale con immersione verso NE e inclinazione compresa tra 20° e 30°.



Figura 37 – Affioramento di Siusi dove si può osservare la presenza di una piega di grandi dimensioni. In verde e blu sono evidenziati i fianchi mentre in nero il piano assiale.

Scala: prendere in considerazione il quadernino di campagna in foto evidenziato dal cerchio arancio.

4.7 Oolite a Gasteropodi (OG): Induano

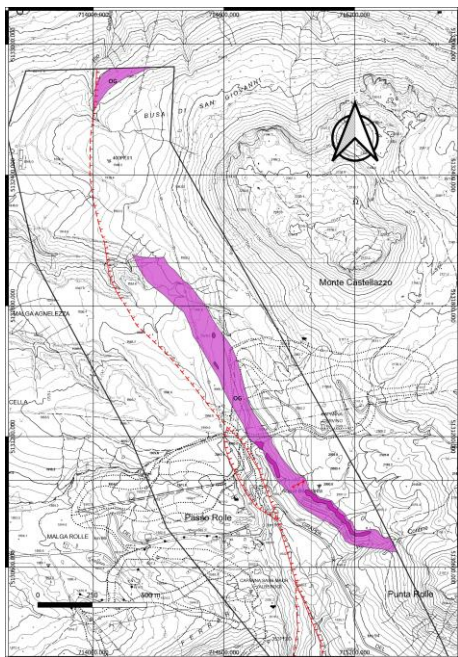


Figura 39 - Carta semplificata dell'area di studio che evidenzia il membro dell' OG.

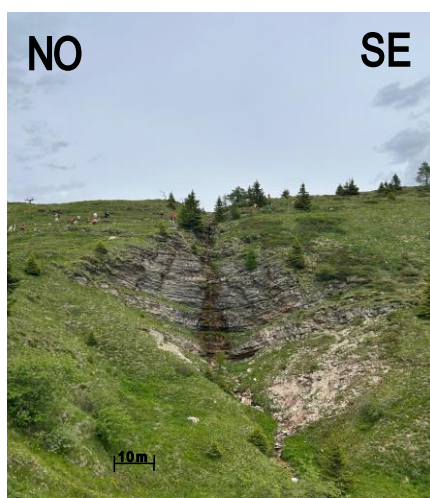


Figura 40 – Affioramento di circa 30-40 metri di OG in corrispondenza di una cascatella.

Come si può osservare nella carta geologica semplificata (Figura 39), il Membro dell'Oolite a Gasteropodi affiora prevalentemente nel settore centro-orientale dell'area di rilevamento, con una piccola estensione anche nel settore settentrionale. Caratterizzato da un'elevata competenza meccanica, si riconosce facilmente in affioramento poiché forma pareti rocciose verticali. Litologicamente è costituito da calcari fossiliferi e calcareniti oolitiche scure, di colore grigio-verdastro e talvolta bruno-rossastre.

Questo membro si presenta come mostrato nella Figura 40 e nella Figura 41.

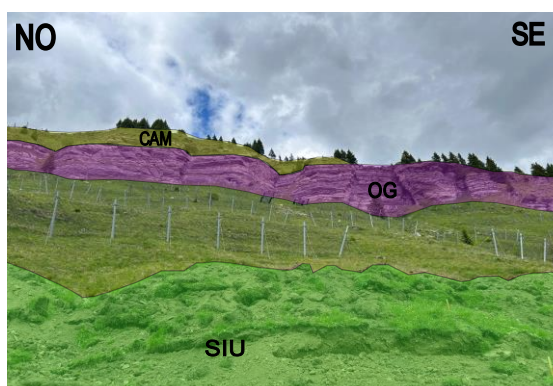


Figura 41 – Affioramento in parete in cui sono esposti il Membro di Siusi alla base e il Membro dell'Oolite a Gasteropodi, e il Campil a tetto.

Le misurazioni eseguite su questo membro sono state riportate nello stereogramma sottostante (Figura 42). I dati evidenziano come l'assetto giaciturale nel settore centrale dell'area sia caratterizzato da un'immersione verso NE e inclinazioni comprese tra 15° e 25°. La presenza di pieghe intraformazionali è testimoniata da alcune giaciture anomale, mentre

procedendo verso sud si osserva un netto cambiamento di assetto in seguito a un sovrascorrimento intraformazionale; in questo settore le giaciture ruotano decisamente, immergendo verso NO con inclinazioni variabili tra 25° e 35° (in arancione). È possibile osservare il cambiamento giaciturale e il back-thrust nella Figura 43.

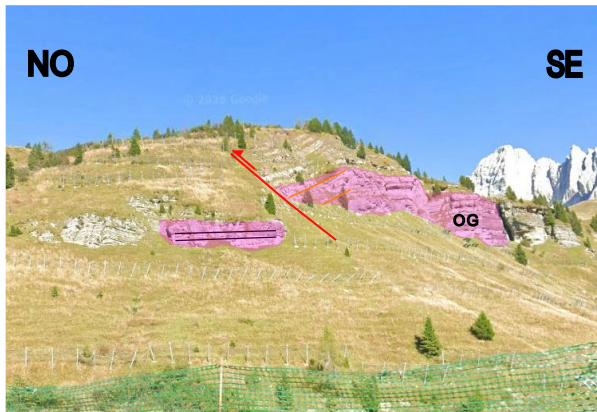


Figura 43 – Immagine presa da Google Street View che mostra il cambiamento delle giaciture con gli stessi colori usati nella Figura 42 e il sovrascorrimento nord-vergente è evidenziato in rosso.

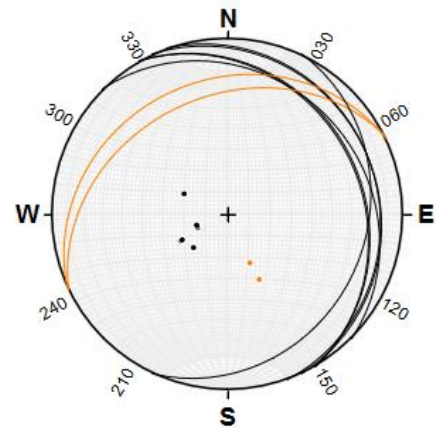


Figura 42 – Stereogramma che illustra le giaciture prese durante il rilevamento dell'OG e i rispettivi poli.

4.8 Campil (CAM): Olenekiano

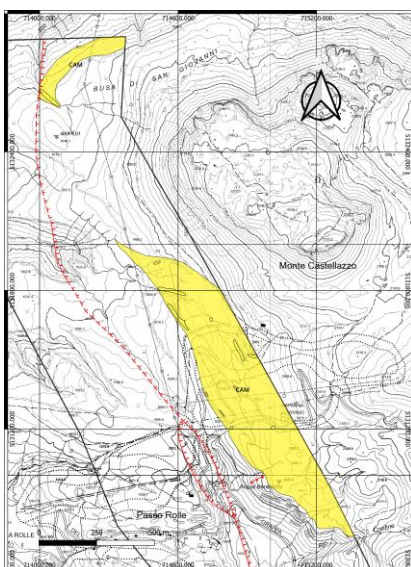


Figura 44 - Carta semplificata dell'area di studio che evidenzia il membro di CAM.

Come si può osservare nella carta geologica semplificata (Figura 44), il Membro di Campil affiora similmente all'Oolite a Gasteropodi nel settore centro-orientale dell'area di rilevamento, estendendosi anche in un settore minore situato più a nord. Da un punto di vista litologico, l'unità è caratterizzata da un'alternanza di argilliti, siltiti quarzifere e micacee, e sottili livelli di areniti rosse, finemente stratificate e caratterizzate da diffuse laminazioni.

Procedendo lungo i sentieri in direzione di Capanna Cervino e in direzione Malga Iuriello , si incontrano diversi affioramenti del Membro di Campil, analoghi a quello illustrato in Figura 45; su tali affioramenti sono state eseguite numerose misurazioni giacitureali, i cui dati complessivi sono sintetizzati nello stereogramma sottostante (Figura 46).



Figura 45 – Immagine che mostra il caratteristico aspetto del membro di Campil.

Scala: Martello

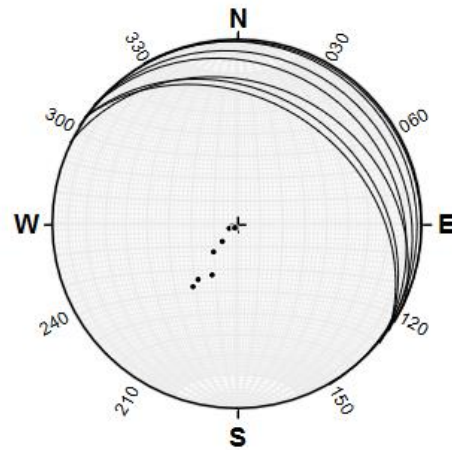


Figura 46 – Stereogramma illustrante le giaciture del Membro di Campil, caratterizzate da un'immersione verso NE e un'inclinazione variabile da pochi gradi fino a circa 30°

5. DISCUSSIONI

I dati raccolti durante il rilevamento hanno permesso di suddividere l'area in due settori principali separati dalla Faglia del Passo Rolle (PRF), una struttura tettonica non osservata direttamente ma il cui andamento è stato intuito grazie ad alcune osservazioni effettuate sul campo. Essa si è rivelata avere andamento NNO – SSE ed essere un elemento strutturale dominante dell'area come è possibile osservare nella carta geologica e nelle sezioni geologiche prodotte a fine rilevamento.

5.1 Andamento della PRF

L'andamento della Faglia di Passo Rolle (PRF) è stato ricostruito analizzando i rapporti tettono-stratigrafici lungo i diversi settori:

- *Settore meridionale:* Il tracciato della faglia principale è individuabile lungo il Torrente Cismon, dove la struttura agisce da netta discontinuità regionale ponendo a contatto le ignimbriti permiane del Gruppo Vulcanico Atesino a Ovest con le successioni sedimentarie permo-triassiche (Bellerophon e Werfen) a Est. Inoltre, in questo settore è stata cartografata una *splay fault* che si dirama dalla struttura principale (PRF); l'esistenza e l'andamento di tale faglia secondaria sono stati dedotti grazie all'osservazione di due distinti specchi di faglia (posizionati al di fuori dell'area di rilevamento) affioranti lungo il versante della Cima Tognazza rivolto verso la SS50.
- *Settore centrale:* In prossimità del passo, il lineamento principale si sdoppia in un ulteriore ramificazione secondaria (*splay fault*) per poi ricongiungersi a essa più a Nord, isolando una vera e propria scaglia all'interno della quale rimangono compartimentate la Formazione a Bellerophon e la porzione basale di Werfen (Membro di Tesero e Membro di Mazzin). L'intensa deformazione legata alla fagliazione è testimoniata dall'assetto giaciturale: all'interno della scaglia gli strati mostrano un marcato raddrizzamento con inclinazioni che tendono a verticalizzarsi, in netto contrasto con le giaciture che caratterizzano le medesime formazioni all'esterno di questa struttura tettonica. Tale verticalizzazione è direttamente ascrivibile a severi fenomeni di trascinamento tettonico e confinamento nello spazio compreso tra i due piani di faglia.
- *Settore settentrionale:* Verso nord, oltre il punto di ricongiungimento dello *splay*, la faglia prosegue con un unico piano principale. Nonostante le estese coperture detritiche quaternarie mascherino l'affioramento diretto del piano, il rigetto tettonico

è evidenziato dall'accostamento anomalo tra la Formazione a Bellerophon e il sovrastante Membro di Siusi, con la totale elisione in affioramento dei termini intermedi (Membro di Tesero e Mazzin e Membro di Andraz).

5.2 Fase estensionale permiana e magmatismo ladinico

L'architettura primaria del settore si è imposta durante una prima fase estensionale permiana, guidata da uno stretching crostale a direzione circa E–O. In questo contesto, la Faglia di Passo Rolle (PRF) agiva originariamente come una faglia normale con immersione verso Ovest. Tale cinematica ha generato un ribassamento del blocco occidentale che ha funzionato da vera e propria trappola strutturale, permettendo l'accumulo dei potenti spessori di ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino, i quali risultano invece assenti o ridotti nel settore orientale. A questa fase è legata anche la successiva messa in posto dei dicchi magmatici ladinici (Triassico Medio): il magma ha sfruttato le linee di debolezza strutturale ereditate proprio dal rifting permiano, per risalire e mettersi in posto lungo direttrici preferenziali.

5.3 Fase distensiva mesozoica e inversione tettonica della PRF

Successivamente, tra il Triassico superiore e il Giurassico inferiore, l'area è stata interessata da una seconda fase distensiva mesozoica, connessa alla separazione tra la Piattaforma di Trento (a Ovest) e il Bacino di Belluno (a Est). Sempre sotto l'influenza di un'estensione E–O, si è verificata un'inversione della polarità della PRF, la quale ha assunto un'immersione verso Est, ribassando il settore orientale e mettendo così a diretto contatto le successioni sedimentarie permo-triassiche con le sottostanti vulcaniti permiane.

Le evidenze sul campo di questa prolungata storia distensiva sono state documentate attraverso un'analisi mesostrutturale in entrambi i settori di rilevamento:

- Nel settore orientale, le evidenze di questo regime sono documentate dalla faglia a direzione NNO–SSE localizzata presso il Ponte delle Fosse, che disloca la Formazione a Bellerophon e le Arenarie di Val Gardena. Sebbene il piano di scorrimento principale non sia direttamente esposto in affioramento, la sua presenza è stata chiaramente dedotta dai rapporti stratigrafici: in uno specifico settore in cui era atteso il normale affioramento delle Arenarie di Val Gardena, è stata invece rilevata la Formazione a Bellerophon. Questa anomala giustapposizione laterale implica un netto ribassamento tettonico del blocco (espressione della componente

normale originaria, coerente con la Faglia di Passo Rolle) accompagnato da uno spostamento trascorrente verso Sud, imputabile a riattivazioni della struttura durante fasi tettoniche successive alla distensione principale.

A supporto di questo quadro deformativo, nello stesso settore si osservano direttamente diversi piani di faglia minori registrati all'interno delle Arenarie di Val Gardena. Tali superfici, orientate NNO–SSE e immergenti verso OSO (Figura 20), presentano strie con pitch compresi tra circa 65° e 90°, confermando una cinematica a prevalente componente dip-slip associata a una subordinata componente trascorrente.

- Nel settore occidentale, le evidenze dello stretching mesozoico sono invece rappresentate dai sistemi di fratture immergenti a Est (piani indicati in blu in Figura 15) osservabili presso la Palestra Fiamme Gialle. Si tratta originariamente di giunti di raffreddamento primari (cooling joints), formatisi per la naturale contrazione durante il raffreddamento del corpo ignimbrico. Durante la successiva estensione mesozoica, associata alla separazione tra la Piattaforma di Trento e il Bacino di Belluno, queste fratture preesistenti hanno funzionato come piani di debolezza preferenziali, venendo riattivate e accomodando la distensione regionale.

5.4 Orogenesi Alpina: transpressione e risposta reologica differenziale

Durante il rilevamento di campagna sono state inoltre documentate le evidenze strutturali ascrivibili alla successiva orogenesi alpina. In questa fase, l'area è stata sottoposta a un regime compressivo regionale caratterizzato da un asse di massimo sforzo orientato tra NO–SE e NNO–SSE che ha riattivato la Faglia di Passo Rolle (PRF) imprimendole una cinematica transpressiva sinistra. A livello di affioramento, però, non è stato possibile documentare direttamente tale evento di inversione tettonica. Ciò è dovuto, da un lato, alla mancanza di esposizione diretta del piano di scorrimento principale e, dall'altro, al fatto che il movimento alpino inverso non è riuscito a compensare l'entità del rigetto normale accumulato nelle precedenti fasi estensionali, mantenendo così apparentemente inalterata la geometria a grande scala. Se le evidenze lungo il lineamento principale risultano quindi mascherate, gli effetti della compressione alpina sono invece registrati nei volumi rocciosi circostanti. In questi domini, la risposta alla sollecitazione è risultata fortemente eterogenea a causa del netto contrasto reologico tra le formazioni affioranti ai due lati della faglia, determinando una vera e propria deformazione differenziale:

- Nel Settore occidentale infatti si è notato un comportamento più rigido rispetto al settore orientale: i potenti spessori di ignimbriti costituiscono un corpo roccioso estremamente massivo e competente. Sotto la spinta compressiva, queste vulcaniti hanno reagito come un blocco rigido. La deformazione si è quindi localizzata lungo le discontinuità primarie preesistenti, riattivando in particolare le superfici sub-orizzontali che marciano l'intervallo di tempo trascorso tra un impulso ignimbritico e il successivo. Lungo questi piani di debolezza si sono sviluppati sovrascorrimenti con vergenza verso Sud (linee rosse in Figura 15), coerente con l'assetto generale del sudalpino, caratterizzato da una vergenza verso l'avampaese adriatico.
- Nel Settore orientale invece le successioni sedimentarie della Formazione a Bellerophon e del Gruppo di Werfen, essendo stratificate e meccanicamente più duttili, hanno accomodato il raccorciamento plicandosi e fagliandosi. Nella Formazione a Bellerophon, ad esempio, è stata rilevata la presenza di una piega a kink caratterizzata da un piano assiale con vergenza verso NNO (Figura 27). L'intensità del raccorciamento è ulteriormente confermata all'interno del Gruppo di Werfen: nel Membro di Andraz, infatti, la deformazione ha portato gli strati ad assumere giaciture sub-verticali. Nel Membro di Siusi l'assetto strutturale è dominato dallo sviluppo di thrust NO-vergenti (Figura 35) e da importanti strutture plicative, tra le quali spicca una piega con piano assiale vergente verso NO (Figura 37). La presenza di queste strutture con vergenza settentrionale appare, a una prima analisi, in apparente contrasto con la polarità strutturale dominante del dominio Sudalpino, caratterizzato da un sistema a pieghe e sovrascorrimenti con vergenza verso sud. Tuttavia, lo sviluppo di *backthrust* (retroscorrimenti) verso i quadranti nord-occidentali rappresenta un elemento cinematico presente nell'assetto del settore dolomitico. La vergenza delle strutture rilevate verso il quadrante N è infatti ricollegabile alle importanti strutture di retroscorrimento che interessano il vicino gruppo delle Pale di San Martino, di cui il sovrascorrimento retrovergente del Cimon della Pala rappresenta l'esempio più emblematico. In questo contesto, lo sviluppo dei *backthrust* non rappresenta un'anomalia, bensì un meccanismo fondamentale per l'accomodamento degli sforzi tettonici. La forte anisotropia del substrato e i marcati contrasti di competenza tra il basamento rigido ignimbritico e le coperture sedimentarie duttili favoriscono la formazione di cunei tettonici (*pop-up structures*), che estrudono verso l'entroterra della catena generando, di conseguenza, piani di taglio con vergenza opposta rispetto al trasporto tettonico principale.

6. APPROFONDIMENTO

Il presente capitolo illustra l'indagine sperimentale condotta su sei campioni rocciosi, appartenenti a differenti formazioni geologiche affioranti nell'area compresa tra Passo Rolle e Passo Valles. La scelta dei campioni è stata guidata dalla necessità di selezionare litologie il più possibile eterogenee, al fine di investigare la potenziale contaminazione in rocce con concentrazioni naturalmente diverse di elementi maggiori e in traccia. I campioni prelevati e analizzati sono i seguenti:

1. Dicco
2. Ignimbrite
3. Campil
4. Basamento
5. Val Badia
6. Bellerophon

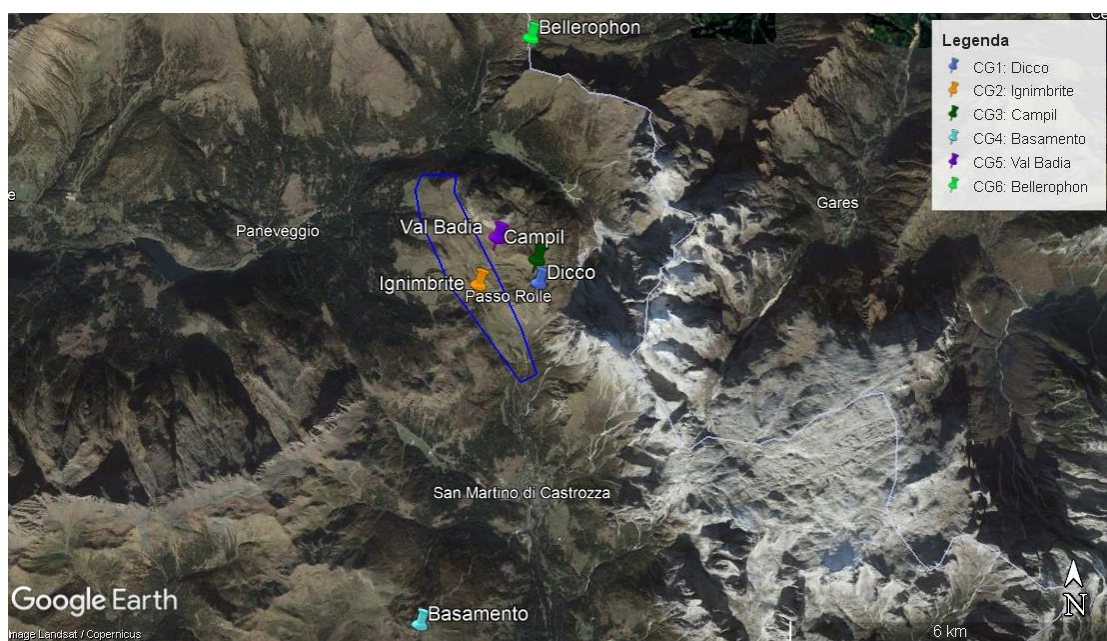


Figura 47 – immagine scattata da Google Earth che mostra i punti nel quale sono stati prelevati i campioni.

L'obiettivo principale dello studio è quantificare l'eventuale tasso di contaminazione introdotto durante la preparazione delle polveri mediante mulino a dischi in Widia (nome commerciale per lega di carburo di tungsteno e cobalto). Questo passaggio è fondamentale per verificare se tale metodo di macinazione sia affidabile per le future analisi geochemiche: in particolare, per gli studi isotopici che coinvolgono sistemi come Pb o Os, risulta cruciale stimare il grado di contaminazione da tungsteno o da altri metalli in traccia ceduti dalla strumentazione.

6.1 Trattamento preliminare comune

Per valutare questo aspetto annullando ogni potenziale *bias* analitico, tutti i campioni raccolti sono stati inizialmente sottoposti al medesimo protocollo preliminare di pulizia ed essiccazione. In primo luogo, i blocchi rocciosi sono stati tagliati mediante troncatrice a disco diamantato, asportando così le croste di alterazione superficiale e le patine di ossidazione. I campioni puliti sono stati poi posti in forno per eliminare l'umidità residua. Successivamente, per procedere con la prima riduzione volumetrica, ciascun campione è stato avvolto in una pellicola protettiva in plastica (utile a contenerne i frammenti e a prevenire contaminazioni da parte del metallo dello strumento) e sottoposto a una prima rottura sotto la pressa Gutenberg. A questo punto, il materiale ottenuto da ogni litologia è stato ripartito in due aliquote del tutto equivalenti, destinate a macinazioni distinte: la serie *MA* (Aliquote a Macinazione Manuale) e la serie *WA* (Aliquote a Macinazione Widia).

6.2 Preparazione delle aliquote manuali (AM)

Le aliquote AM sono state trattate con l'obiettivo di escludere qualsiasi contatto con leghe metalliche suscettibili di cedere tungsteno o altri metalli in traccia. La frantumazione è proseguita interamente alla pressa Gutenberg fino al raggiungimento di una granulometria fine, procedendo parallelamente a una setacciatura a secco con vaglio a maglie da 250 μm . La frazione trattenuta è stata ciclicamente re-inserita sotto la pressa fino al completo passaggio attraverso il setaccio. Dalla polvere così ottenuta, tramite metodo della quartatura, è stata isolata una porzione rappresentativa di circa 30 grammi per campione, successivamente affinata nel mulino ad agata fino alla granulometria analitica richiesta (Figura 48).



Figura 48 – In foto si possono osservare i 6 campioni dopo la macinazione a mano e il passaggio in agata.

6.3 Preparazione delle aliquote Widia (AW)

Per le aliquote della serie AW, il protocollo ha invece previsto l'impiego del mulino a dischi in carburo di tungsteno. In questa fase, la pre-frantumazione manuale alla pressa Gutenberg è stata limitata alla sola pezzatura grossolana necessaria per consentire il passaggio dei frammenti attraverso la grata di carico del macchinario. Il materiale è stato quindi processato

impostando la distanza tra i dischi al minimo consentito, così da massimizzare le superfici di attrito tra roccia e metallo e valutare lo scenario di massima contaminazione potenziale. Infine, per garantire la perfetta comparabilità statistica ed eliminare ogni *bias* legato alla distribuzione dimensionale dei granuli, anche la polvere prodotta dal mulino a dischi è stata vagliata al setaccio da 250 µm, quartata fino ad ottenere circa 30 g e passata all'interno del mulino ad agata, replicando le medesime condizioni finali della serie manuale.

6.4 Analisi della frazione volatile (LOI – *Loss on Ignition*)

Completata la fase di macinazione, sui campioni è stata condotta l'analisi LOI (*Loss on Ignition*), finalizzata a quantificare la perdita di massa del materiale roccioso indotta dal riscaldamento ad alta temperatura all'interno di un forno a muffola.

Inizialmente 6 crogioli sono stati pesati su bilancia analitica di precisione per registrarne la tara esatta e successivamente, all'interno di ciascuno di essi sono stati inseriti qualche grammo di polvere di roccia, registrando il peso totale iniziale (crogiolo e campione). I recipienti sono stati quindi inseriti nel forno a muffola e mantenuti ad una temperatura di 950° per circa tre ore. Una volta completato il ciclo termico e terminata la fase di raffreddamento, i crogioli contenenti il campione trattato sono stati pesati nuovamente per determinare, per differenza di massa, la frazione volatile persa durante il processo (Figura 49).

Il riscaldamento prolungato a queste temperature induce la volatilizzazione e il rilascio sotto forma gassosa di diverse componenti del campione:

- *Perdita di acqua strutturale*: rilascio dell'acqua di costituzione e di cristallizzazione presente nei reticoli minerali (in particolare nei fillosilicati e nelle fasi argillose).
- *Decomposizione dei carbonati*: dissociazione termica dei carbonati (come la calcite, che si decompone in ossido di calcio e anidride carbonica gassosa: $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2 \uparrow$).
- *Ossidazione della sostanza organica*: combustione completa di eventuali tracce di carbonio organico con produzione di composti gassosi.
- *Degassamento di volatili minori*: liberazione di zolfo, alogeni e altre fasi volatili accessorie.



Figura 49 – In figura si possono osservare i crogioli con all'interno le polveri come si presentano post esposizione al calore del forno.

I valori misurati sono stati infine organizzati nella seguente tabella riassuntiva (Figura 50):

CAMPIONE	TARA CROGIOLO	CROGIOLO + POLVERE (PRE)	CROGIOLO + POLVERE (POST)
1. Dicco	22.8634g	24.4570g	24.1955g
2. Ignimbrite	17.1351g	19.3897g	19.3187g
3. Campil	16.4209g	18.3008g	17.8812g
4. Basamento	16.1047g	18.0163g	17.9557g
5. Val Badia	20.9856g	22.8777g	22.2301g
6. Bellerophon	23.3580g	25.1128g	24.7395g

Figura 50 – Tabella che mostra le misurazioni effettuate.

Successivamente per trovare l'effettiva percentuale di perdita di massa per ogni campione è stata utilizzata la seguente formula e i risultati sono stati sintetizzati nella tabella in Figura 51.

$$LOI (\%) = \left(\frac{PESO\ PRE - PESO\ POST}{PESO\ PRE - PESO\ CROGIOLO} \right) \times 100$$

CAMPIONE	POLVERE INIZIALE	MASSA PERSA	LOI (%)
1. Dicco	1.5936	0.2615	16.41%
2. Ignimbrite	2.2546	0.0710	3.15%
3. Campil	1.8799	0.4196	22.32%
4. Basamento	1.9116	0.0606	3.17%
5. Val Badia	1.8921	0.6476	34.23%
6. Bellerophon	1.7548	0.3733	21.27%

Figura 51 – Tabella che mostra i risultati finali del LOI.

I risultati ottenuti dall'analisi LOI mostrano una chiara differenziazione nella frazione volatile tra le diverse litologie esaminate, riflettendo direttamente la composizione mineralogica di ciascuna formazione:

- *Rocce a basso contenuto volatile (Ignimbrite e Basamento)*: I campioni di ignimbrite (3,15%) e del basamento (3,17%) presentano valori di LOI particolarmente bassi. Tale comportamento è coerente con litologie prevalentemente silicatiche, nelle quali la perdita di massa è collegabile solo al rilascio di acqua strutturale trattenuta nei reticoli.
- *Litologie sedimentarie a componente mista e carbonatica (Campil, Bellerophon e Val Badia)*: I campioni sedimentari mostrano una perdita di peso marcatamente più elevata. Il Membro di Campil (22,32%) evidenzia una significativa frazione volatile legata principalmente alla decarbonatazione termica (rilascio di CO₂ da calcite e dolomite) combinata alla disidratazione delle componenti pelitiche. Per quanto riguarda la Formazione a Bellerophon (21,27%), essendo il campione riconducibile a una facies evaporitica, la marcata perdita di peso è da attribuire non solo alla decarbonatazione, ma anche al rilascio di solfati. Il valore massimo registrato nel Membro di Val Badia (34,23%), infine, testimonia una netta prevalenza della fase carbonatica.
- *Dicco magmatico*: Il valore di LOI pari a 16,41% per il dicco risulta insolitamente elevato per una roccia ignea; tale evidenza suggerisce una marcata alterazione idrotermale/carbonatazione secondaria (es. calcitizzazione dei plagioclasti o cloritizzazione/serpentinizzazione dei minerali mafici).

6.5 Preparazione delle Pasticche e Analisi XRF

Completata l'analisi LOI, si è proceduto alla preparazione delle pasticche per la caratterizzazione geochemica mediante spettrometria di fluorescenza a raggi X (XRF).

Dal punto di vista operativo, per ciascuna aliquota di entrambe le serie (AM e AW), una quantità nota di polvere di roccia è stata inserita insieme ad acido borico all'interno di uno stampo metallico cilindrico. Il composto è stato quindi sottoposto a compattazione mediante pressa idraulica da laboratorio, ottenendo pasticche solide (Figura 52) che successivamente sono state inserite nel vano porta campioni dello spettrometro.



Figura 52 – Immagine che mostra le pasticche per i campioni della serie MA.

6.6 Risultati e Discussioni

L'analisi XRF ci ha permesso di ottenere i profili geochemici delle due linee di preparazione i quali sono stati riportati nella tabella sottostante (Figura 53):

Sample		SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	SO3	As	Ba	Br	Ce	Cl	Co	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Pb	Rb	S	Sr	Th	V	W	Y	Zn	Zr
C01 MA	dicco	34,62	0,74	10,63	8,97	0,10	5,43	19,84	1,30	1,66	0,30	16,41		10	258	9	34	174	16	261	98	15	13	76	20	35	550	379	7	220	4	12	135	63
CG1 WA	dicco	35,78	0,75	11,07	9,47	0,09	5,46	17,46	1,49	1,74	0,31	16,41		8	276	24	31	172	10	213	95	17	17	80	19	37	650	218	8	224	1	12	126	38
CG2 MA	ignimbrite	64,76	0,60	15,26	4,39	0,07	1,73	2,88	3,02	3,98	0,16	3,15		9	663	19	65	174	10	36	12	23	22	79	25	128	30	68	12	77	4	19	45	51
CG2 WA	ignimbrite	63,79	0,61	16,01	4,60	0,07	1,60	2,76	3,02	4,23	0,16	3,15		9	651	6	76	177	11	24	11	22	24	70	26	137	30	77	10	78	6	19	43	76
CG3 MA	campil	35,28	0,34	8,28	1,99	0,08	1,55	27,06	0,67	2,28	0,13	22,32		12	142	13	53	160	7	33	18	22	20	51	18	62	130	346	11	41	1	15	21	92
CG3 WA	campil	36,26	0,33	7,95	1,82	0,08	1,29	27,01	0,70	2,10	0,14	22,32		13	134	15	52	163	6	34	15	16	20	60	17	65	140	327	9	38	3	14	23	101
CG4 MA	basamento	57,31	0,83	20,78	6,01	0,08	4,06	1,11	1,79	4,68	0,18	3,17		24	968	7	95	120	12	97	15	74	29	140	35	110	30	98	12	130	1	25	79	105
CG4 WA	basamento	65,51	0,62	16,38	4,88	0,06	3,10	1,19	1,89	3,04	0,15	3,17		25	571	12	76	119	12	78	14	54	33	158	33	109	30	102	12	120	4	20	87	115
CG5 MA	val badia	17,68	0,17	5,13	1,44	0,04	5,57	33,31	0,14	2,20	0,08	34,23		13	84	13	34	201	4	26	12	17	13	16	23	49	2100	102	9	28	1	11	16	29
CG5 WA	val badia	16,42	0,15	4,34	1,32	0,04	4,96	36,34	0,13	1,97	0,08	34,23		13	34	7	32	211	2	17	12	15	11	14	22	51	2160	130	7	24	1	13	17	54
CG6 MA	bellerophon	1,86	0,02	0,06	0,02	0,02	0,04	33,13	0,10	0,01	0,06	21,27	43,40	4	10	11	3	127	2	5	4	4	11	3	5	35	173600	583	6	3	1	8	4	40
CG6 WA	bellerophon	1,84	0,02	0,06	0,02	0,02	0,03	32,99	0,10	0,01	0,06	21,27	43,58	3	12	28	4	125	2	8	4	6	10	3	5	37	174300	537	6	3	1	9	4	53

Figura 53 – Tabella che mostra i risultati ottenuti dalle analisi con lo spettrometro. I valori del LOI e degli ossidi sono espressi in %wt mentre gli elementi in traccia sono espressi in ppm.

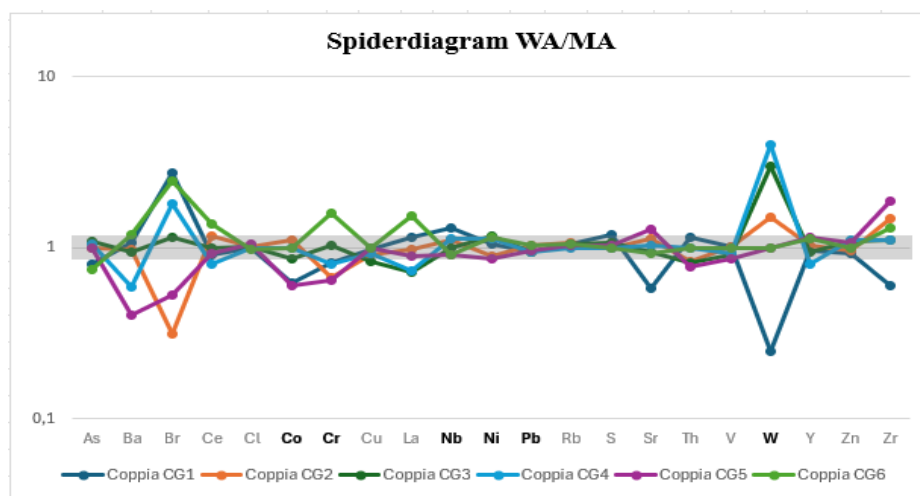


Figura 54 - Spidergram dei rapporti WA/MA per la valutazione dell'eventuale contaminazione strumentale. La linea centrale (valore 1) indica l'assenza di variazioni tra le aliquote, mentre la fascia grigia rappresenta l'errore analitico intrinseco. Gli elementi maggiormente sospettati per l'usura del mulino in Widia sono evidenziati in grassetto sull'asse orizzontale.

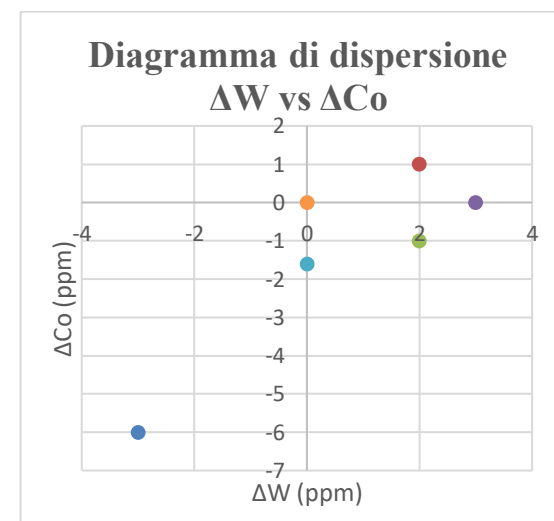


Figura 55 - Grafico di dispersione per il controllo dell'usura strumentale. L'assenza di correlazione tra le differenze di concentrazione di W e Co dimostra la mancata contaminazione meccanica dei campioni macinati in Widia.

I dati XRF sugli elementi maggiori hanno confermato le ipotesi fatte inizialmente, basate solo sui dati della LOI. Per la Formazione a Bellerophon, si era dedotto che la LOI del 21% derivasse anche dal rilascio di solfati (SO_2), trattandosi di una facies evaporitica. L'XRF ne ha fornito la prova definitiva, rilevando un'altissima concentrazione di anidride solforica. Un altro dato interessante è emerso dal dicco magmatico: una LOI del 16,41%, insolitamente alta per una roccia ignea, aveva suggerito una marcata alterazione idrotermale e una carbonatazione secondaria. I risultati spettrometrici XRF mostrano un marcato impoverimento in silice (SiO_2) a cui si contrappone un forte arricchimento in calcio (CaO); tale anomalia composizionale testimonia e conferma l'avvenuto processo di calcitizzazione.

Una volta validate le ipotesi preliminari, è stato possibile affrontare il quesito principale dell'indagine: l'utilizzo del mulino a dischi in Widia induce una contaminazione significativa nei campioni? L'analisi combinata dei dati geochimici smentisce questa eventualità. Sebbene lo spidergram di normalizzazione (WA/MA) in Figura 54 mostri apparenti arricchimenti di Tungsteno (W) in alcune aliquote trattate meccanicamente, tali anomalie non sono accompagnate da un concomitante aumento del Cobalto (Co), l'elemento legante fondamentale della lega Widia. Questa assenza di proporzionalità è confermata dal diagramma di dispersione ΔW vs ΔCo in Figura 55, in cui la totale mancanza di correlazione lineare positiva esclude in modo definitivo un inquinamento da usura strumentale.

Le variazioni di concentrazione osservate, che si limitano a poche parti per milione (ppm) e mostrano talvolta valori negativi (minori concentrazioni nelle polveri WA rispetto alle MA), sono da imputarsi unicamente alla naturale eterogeneità composizionale e alla distribuzione irregolare dei minerali accessori all'interno del frammento di roccia originario. Alla luce di questi dati, l'impiego del mulino in Widia non compromette l'affidabilità delle polveri per le ordinarie indagini geochimiche standard.

Tuttavia, è doveroso specificare che la mancata osservazione di un'anomalia geochimica evidente tramite XRF su polveri pressate non equivale a dimostrare in modo definitivo l'assenza totale di contaminazione. Questa tecnica analitica è infatti limitata da una specifica riproducibilità strumentale, espressa come deviazione standard relativa (RSD%), un parametro che indica il grado di dispersione percentuale dei risultati su analisi ripetute del medesimo campione.

Per l'XRF a polveri pressate, la riproducibilità varia sensibilmente in base alle concentrazioni:

- Si attesta tra lo 0.3% e l'1% per gli elementi maggiori.
- Varia tra lo 0.5% e il 2% per gli elementi minori (come Ti o Mn).
- Raggiunge un margine di errore del 2-10% per gli elementi in traccia.

Di conseguenza, un'eventuale micro-contaminazione reale (specialmente per gli elementi in traccia legati al Widia) potrebbe non essere rilevata poiché il suo segnale finirebbe per confondersi all'interno del naturale errore strumentale della macchina (la cosiddetta deviazione standard). Per poter certificare con assoluta certezza la totale assenza di contaminazione, risulterebbe indispensabile analizzare le medesime polveri con strumentazioni più sensibili in grado di leggere le parti per milione senza le forti oscillazioni dell'XRF, come la spettrometria di massa al plasma accoppiato induttivamente (ICP-MS).

7. CONCLUSIONI

Questa relazione di tesi costituisce la sintesi del lavoro di rilevamento geologico condotto sull'area di Passo Rolle. Questo studio ha rappresentato la concreta applicazione sul campo delle competenze teoriche e metodologiche acquisite nel corso del triennio, permettendo di unire l'osservazione diretta dei dati sul campo alle nozioni presenti in letteratura.

L'osservazione e la successiva rielaborazione dei dati raccolti ha evidenziato come l'area sia nettamente bipartita dalla Faglia di Passo Rolle (PRF), la quale agisce da confine non solo tettonico ma anche cinematico. Questa dicotomia si riflette in modo chiaro sull'assetto giaciturale regionale: il settore occidentale, dominato dal rigido basamento ignimbrico, è caratterizzato da giaciture a basso angolo con immersioni prevalenti verso Nord-Ovest, coerentemente con l'assetto monoclinale regionale della Catena del Lagorai; al contrario, il settore orientale, costituito dalle più duttili successioni sedimentarie permo-triassiche, mostra un assetto maggiormente deformato, con strati a più alto angolo e immersioni preferenziali verso Nord-Est, i quali assecondano geometricamente il fianco occidentale del grande Sinclinorio delle Pale di San Martino.

L'analisi mesostrutturale ha permesso di documentare la complessa evoluzione polifasica di questo dominio dolomitico. La PRF si è confermata la struttura cardine dell'area e dalle evidenze di campo è emerso chiaramente come, durante la fase di transpressione alpina, l'area abbia risposto in maniera fortemente eterogenea a causa del netto contrasto reologico, concentrando la deformazione fragile nel blocco vulcanico e sviluppando deformazioni plicative e di taglio pervasive nelle coperture sedimentarie.

Nel suo complesso, l'approccio integrato tra indagine di terreno e analisi della letteratura ha consentito di delineare un quadro aggiornato e coerente dell'assetto geologico dell'area di Passo Rolle.

8. BIBLIOGRAFIA

1. **Bosellini A., (1989).** *La storia geologica delle Dolomiti*. Athesia, Bolzano (Libro), pp. 35-57, 82, 127-139.
2. **Castellarin A., & Cantelli L., (2000).** *Neo-Alpine evolution of the southern Eastern Alps*. Journal of Geodynamics, 30, pp. 251–271.
3. **Castellarin A., Selli L., Picotti V., & Cantelli L., (1998).** *La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali orientali*. Memorie della Società Geologica Italiana, 53, pp. 133–138.
4. **Curzi M., Viola G., Zuccari C., Aldega L., Billi A., Van Der Lelij R., 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), pp. 1–8, 18–21, 24–25.
5. **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, 142 (2), pp. 200–213.
6. **Dal Piaz G. V., Bistacchi A., & Massironi M., (2003).** *Geological outline of the Alps*. Episodes, 26 (3), pp. 175–179.
7. **Dogliani C., (1987).** *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. Journal of Structural Geology, 9 (2), pp. 181–192.
8. **Dogliani C., & Neri C., (1988).** *Anisian tectonics in the Passo Rolle area*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, 11, pp. 197–202.
9. **Handy M. R., Schmid S. M., Bousquet R., Kissling E., & Bernoulli D., (2010).** *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. Earth-Science Reviews, 102 (3–4), pp. 121–153.

10. **Massari F., Neri C., Pittau P., Fontana D., & 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).* Memorie di Scienze Geologiche, 46, pp. 119–238.

11. **Massironi M., Preto N., & Zampieri D., (2007).** *Carta Geologica della Provincia di Trento. Tavola 45 III – S. Martino di Castrozza. Scala 1:25.000.* Note Illustrative, Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico, pp. 7-9, 13–34.

12. **Pfiffner O. A., (2014).** *Geology of the Alps.* Wiley-Blackwell (Libro), pp. 1–18.

13. **Schmid S. M., Fügenschuh B., Schuster R., & Tischler M., (2004).** *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen.* Eclogae Geologicae Helvetiae, 97 (1), pp. 94–112.

14. **Schmid S. M., Aebli H. R., Heller F., & Zingg A., (1989).** *The Periadriatic Line: the tectonic evolution of the Alps.* Geological Society, London, Special Publications, 45, pp. 153–168.

15. **Stampfli G. M., Mosar J., Marquer D., Marchant R., Baudin T., & Borel G., (1998).** *Subduction and obduction processes in the Swiss Alps.* Tectonophysics, 296 (1–2), pp. 159–195.

16. **Van Husen D., (2000).** *Geological processes during the Quaternary.* Austrian Journal of Earth Sciences, 92, pp. 135–154.

17. **Zanoner T., Carton A., Seppi R., Carturan L., Baroni C., Salvatore M. C., & Zumiani M., (2017).** *Little Ice Age mapping as a tool for identifying hazard in the paraglacial environment: The case study of Trentino (Eastern Italian Alps).* Geomorphology, 295, pp. 551–560.

18. **Zuccari C., Vignaroli G., & Viola G., (2021).** *Geological map of the San Donato–Costa Thrust Zone, Belluno thrust system, eastern Southern Alps (northern Italy).* Journal of Maps, 17 (2), pp. 337–341.