

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 e studio dei processi di alterazione e
pedogenesi dalla roccia madre al suolo

Candidato:
Zoe Monari

Relatore:
Prof. Enrico Dinelli

Sessione 12 dicembre 2025
Anno Accademico 2024-2025

Sommario

1. RIASSUNTO	5
2. INTRODUZIONE.....	7
3. CARTOGRAFIA GEOLOGICA ESISTENTE	7
4. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	9
5. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	13
5.1 LA STORIA GEOLOGICA DELLE ALPI	13
5.2 ASSETTO TETTONICO-STRUTTURALE DELLE ALPI.....	13
5.3 LE DOLOMITI	18
5.4 ASSETTO STRATIGRAFICO NELL'AREA DI PASSO ROLLE	21
6. RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO.....	33
6.1 LITOSTRATIGRAFIA.....	33
6.2 ASSETTO TETTONICO-STRUTTURALE	55
7. DISCUSSIONE DEI DATI	67
8. APPROFONDIMENTO DI GEOCHIMICA DELL'AMBIENTE SUPERFICIALE	75
9. CONCLUSIONI.....	85
10. ALLEGATI CARTOGRAFICI	87
11. BIBLIOGRAFIA.....	88

1. RIASSUNTO

La relazione geologica, che qui viene presentata, è la sintesi di osservazioni, misurazioni e analisi dati riferite al rilevamento geologico svolto nell'area di Passo Rolle con il fine di ricostruirne l'assetto tettonico-stratigrafico. San Martino di Castrozza e Passo Rolle si trovano lungo una direzione N-S che per la storia geologica delle Dolomiti rappresenta il contatto litologico tra una porzione orientale, dominata dalla Formazione di Werfen (Triassico Inferiore) e sequenze più giovani, e una porzione occidentale, dominata dai prodotti vulcanici permiani del Gruppo Vulcanico Atesino e da altre formazioni permiane, tra cui le Arenarie di Val Gardena e la Formazione a Bellerophon. Questa dicotomia è dovuta alla presenza della faglia di Passo Rolle, una struttura tettonica con andamento NNW-SSE, la quale non è rappresentata da un unico piano di scivolamento, bensì da un fascio di strutture con storie di riattivazione multiple nel tempo.

È interessante osservare la grande influenza che questa faglia ha avuto sui meccanismi di deposizione e sulla diversificazione del paleoambiente. Passo Rolle è un'area che da un punto di vista tettonico e strutturale è fortemente complessa. Il paesaggio è stato modellato da più fasi deformative e oggi i suoi affioramenti mostrano la risposta delle rocce a questa deformazione.

L'obiettivo di questo elaborato è sviscerare le caratteristiche e i possibili processi genetici delle strutture deformative osservate in affioramento a supporto di una carta geologica dell'area di Passo Rolle alla scala 1:10000 e di due sezioni geologiche riportate come allegati.

Ogni affioramento è stato descritto anche da un punto di vista litostratigrafico e le analisi ottenute hanno permesso di effettuare uno studio di dettaglio dei prodotti di alterazione delle rocce di varie unità geologiche. Si è cercato, infatti, di caratterizzare da un punto di vista geochimico la natura dei materiali rocciosi presenti in questo settore delle Dolomiti tramite la raccolta di campioni e analisi in laboratorio. Ne è risultato che i suoli e i processi pedogenetici correlati sono fortemente influenzati dalla geologia dell'area nella sua completezza.

2. INTRODUZIONE

Questo elaborato ha l'obiettivo di presentare lo studio dell'area di Passo Rolle, effettuato con un rilevamento geologico di tipo conoscitivo dagli studenti del terzo anno del corso di studi in Scienze Geologiche dell'Università di Bologna, presso il comune di Primiero San Martino di Castrozza, Provincia di Trento.

Il prodotto finale consiste nello sviluppo di una cartografia della zona d'interesse, volta a caratterizzare la geologia dell'area di Passo Rolle nei termini di: analisi litostratigrafica, analisi del contesto tettonico-strutturale e analisi del contesto evolutivo paleogeografico e geologico.

La presente relazione geologica si compone di una carta geologica (Allegati) alla scala 1:10.000 redatta con QGIS, due sezioni geologiche (Allegati), diverse proiezioni stereografiche redatte con Stereonet e, infine, una serie di fotografie scattate direttamente sul campo.

Inoltre, sarà approfondita la geochimica di campioni di rocce e di suoli raccolti durante il rilevamento e appartenenti alla Formazione delle Arenarie di Val Gardena e alla Formazione di Werfen (Membri: Siusi, Campil, Cencenighe). Questo ulteriore studio ha lo scopo di seguire l'evoluzione della composizione del materiale dell'affioramento dal bedrock alla superficie, evidenziando l'evoluzione dei processi di alterazione con un confronto tra la composizione chimica della roccia di partenza e il suolo da essa generatosi.

3. CARTOGRAFIA GEOLOGICA ESISTENTE

Lo studio delle Dolomiti pone le sue radici già all'inizio del 1800, quando, sotto il dominio dell'Impero Austro-Ungarico, Leopold von Buch produsse una carta di sintesi dell'area ("Esquisse d'une Carte Geologique de la partie orientale du Trentino", 1822), che rappresentava la distribuzione di corpi geologici assegnati a precisi domini paleogeografici. Nel secolo successivo, la Prima guerra mondiale rappresentò una spinta notevole per lo sviluppo di studi geologici e cartografici. Quest'area era interessata da un'intensa attività di guerra, prevalentemente di posizione, quindi combattuta in cunicoli e trincee, ed ha richiesto una conoscenza di dettaglio della geologia dell'area. Da qui, nasce la redazione di carte necessarie alla logistica di guerra, come "Kriegsgeologische Spezialkarte" creata da Robert Schwiner nel 1918.

Al termine della guerra nascono i primi prodotti cartografici italiani. Nel 1939 Bruno Castiglioni dà forma alla "Carta Geologica delle Pale di San Martino", scala 1:35.000, con una base cartografica più dettagliata su cui si ancorano corpi geologici e sezioni geologiche.

Quest'ultime hanno permesso di comprendere come le differenze geomorfologiche dell'area siano dovute ad un controllo litologico.

Bisogna attendere fino al 1968 per avere una cartografia comprensiva del territorio delle Dolomiti con la redazione della “Carta Geologica delle Dolomiti” alla scala 1:100.000 di Leonardi, seguita dal “Foglio n.22 Feltre” della “Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (*Dal Piaz et al., 1970*). In tempi più recenti è stata redatta la Tavola 45 III “S. Martino di Castrozza” alla scala 1:25.000 (*Massironi et al., 2006*).

4. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'area di rilevamento (*Fig. 4.1*) si trova in Italia settentrionale nel dominio naturalistico delle Dolomiti e fa parte del comune di Primiero San Martino di Castrozza, provincia di Trento (TN). Questa zona si estende per 3,8 km² in corrispondenza di Passo Rolle, che collega la Val di Fiemme (NNW) con la Valle di Primiero (SSE).



Figura 4.1: ubicazione dell'area di studio presso Passo Rolle nelle Dolomiti Orientali (poligono rosso). Immagine satellitare creata con Google Earth.

Passo Rolle si trova in una zona di alta montagna (1989 m s.l.m.) ed è circondato ad E dalle cime delle Pale di San Martino (*Figura 4.2*): Cimon della Pala (3184 m s.l.m.) e Vezzana (3129 m s.l.m.). Rispetto al cuore dell'area di rilevamento (*Figura 4.3*), questo valico si trova a W e guarda dirimpetto Cima Costazza (2289 m s.l.m.) posta a NE. L'areale è, inoltre, caratterizzato da altri elementi topografici, tra cui Punta Rolle (2267 m s.l.m.) a SE, Cima Tognazza (2205 m s.l.m.) e Buca Ferrari a SW.

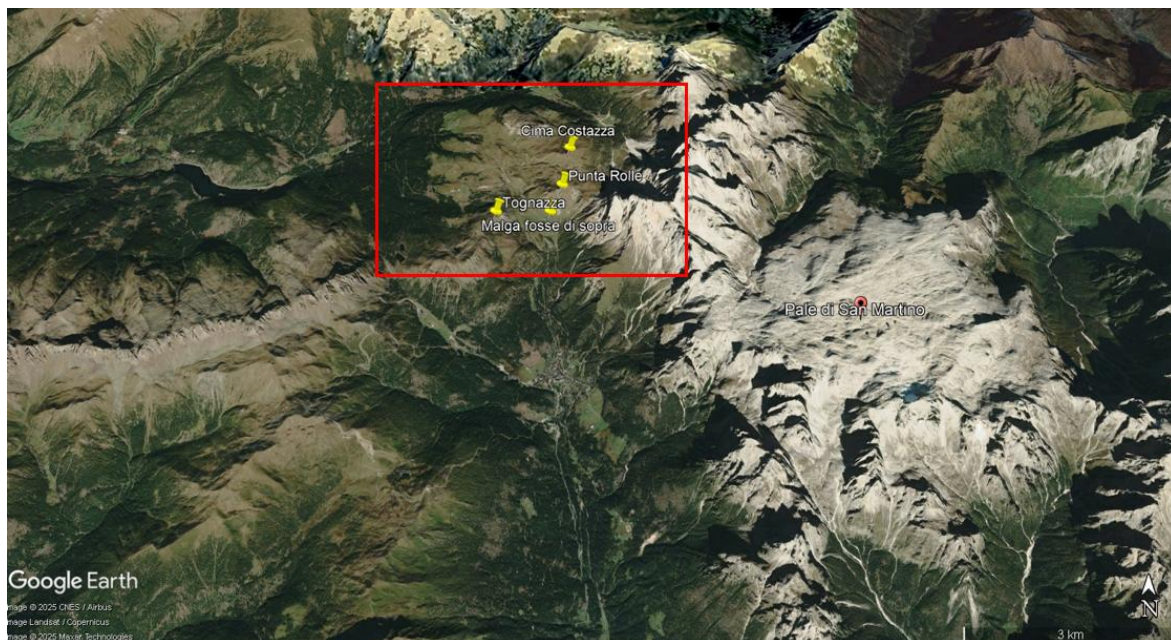


Figura 4.2: ubicazione delle Pale di San Martino rispetto all'area di studio (Passo Rolle, rettangolo rosso). Immagine creata con Google Earth.

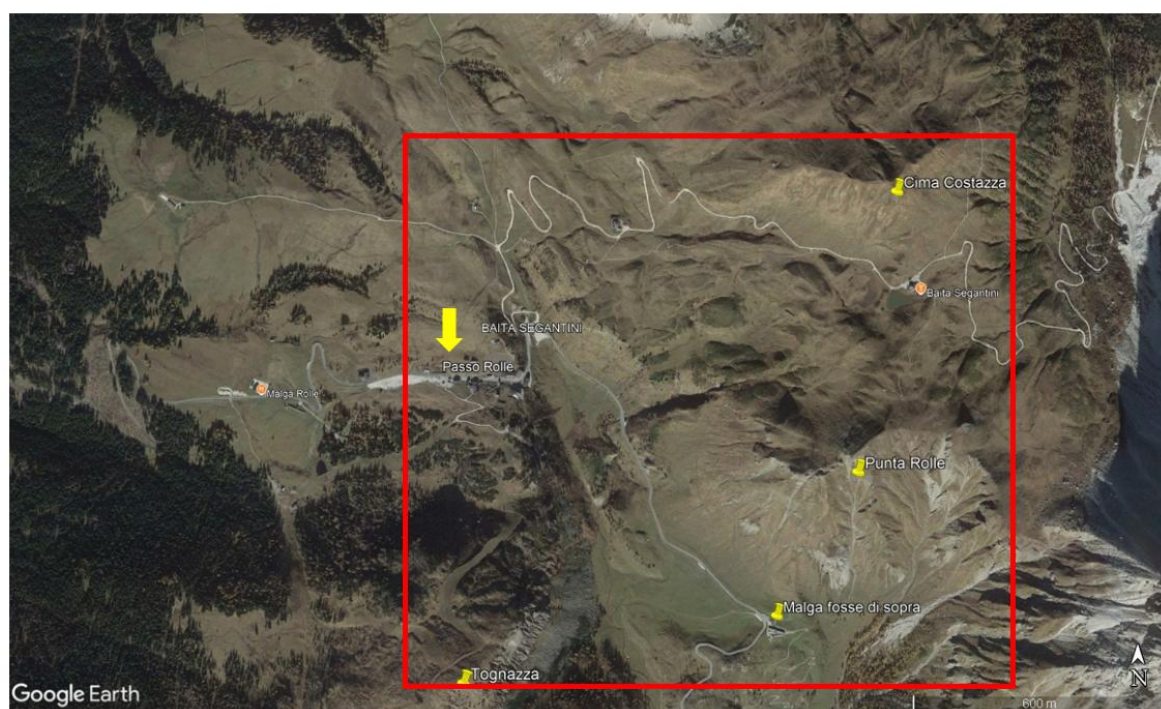


Figura 4.3: immagine satellitare che mostra i limiti dell'areale di rilevamento con evidenziati i luoghi ivi presenti. Immagine creata con Google Earth.

Da un punto di vista geomorfologico quest'area di alta montagna è caratterizzata da processi glaciali e gravitativi, che hanno contribuito, insieme all'azione della tettonica alpina e prealpina e alla presenza di diversi litotipi, alla modellazione di un paesaggio variabile. Per questo motivo nella zona SE dell'areale, dove affiorano i prodotti vulcanici permiani su Cima Tognazza e dintorni, si ha maggiore energia di rilievo e depositi di versante e falde detritiche (Massironi *et al.*, 2006). Lo stesso schema si può osservare nei pressi delle Pale di

San Martino con la Dolomia dello Sciliar. Grandi rotture di pendio si hanno al passaggio con la Formazione a Bellerophon: il paesaggio si addolcisce ulteriormente su prati, mostrando morfologie tipiche di litotipi evaporitici deboli da un punto di vista meccanico. Veri e propri contrasti morfologici hanno luogo in corrispondenza della Formazione di Werfen, la cui porzione basale è prettamente carbonatica e forma pareti verticali non vegetate, mentre la porzione sommitale è terrigena e dà luogo a pendenze più dolci. Questi litotipi possiedono un grado di erosione differente, da cui derivano morfologie differenti (le caratteristiche di queste unità geologiche saranno trattate in maggior dettaglio nel Capitolo 5).

Durante il Quaternario i processi geomorfologici di modellamento del paesaggio nelle Alpi Orientali sono stati dominati da quattro glaciazioni principali: Gunz, Mindel, Riss, Wurm. L'avvento delle glaciazioni è osservabile nei depositi morenici terminali e terrazzi a loro connessi. Infatti, questi depositi sono indicatori di un raffreddamento consistente del clima e dello sviluppo di ghiacciai pedemontani nell'avampaese (*Figura 4.4*). Lo studio dei sedimenti quaternari e delle morfologie glaciali, come ad esempio le valli ad U, ha permesso di comprendere lo stretto legame tra clima, processi di sedimentazione e distribuzione dei ghiacciai (*Van Husen, 2000*).



Figura 4.4: distribuzione dei ghiacciai e rappresentazione del paesaggio delle Alpi Orientali durante la glaciazione Wurmiana. In azzurro si può apprezzare la copertura di firn e ghiaccio sopra la linea di neve. In verde sono evidenziate le aree di tundra. Figura ricavata da

<https://gis.geosphere.at/portal/home/item.html?id=0e93989f8d3a49a6b56ee8e2bfca0b7c>.

La carta è alla scala 1:500.000

5. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

5.1 LA STORIA GEOLOGICA DELLE ALPI

È necessario avere uno sguardo d'insieme del contesto evolutivo paleogeografico e geologico delle Alpi, per inquadrare la natura geologica dell'areale di studio. Per questo motivo, il seguente paragrafo mira a introdurre le cause e gli effetti, che hanno generato la catena Alpino-Himalayana, descritti in letteratura e frutto di innumerevoli studi dedicati a questo orogene.

La catena Alpino-Himalayana si estende da W ad E dallo Stretto di Gibilterra fino all'Asia passando per il Grande Caucaso e l'Himalaya e modella l'intera fisiografia del continente europeo.

Le Alpi sono una catena a pieghe e sovrascorrimenti, nonché il risultato di una collisione continentale iniziata nel Cretaceo e ancora in essere tra un promontorio della placca africana, Adria, e la placca eurasiatica. La subduzione, indotta dalla convergenza tra le due placche, ha obliterato progressivamente due bracci di mare (prima Tetide Alpina, poi Vallese) formatisi per l'apertura dell'Oceano Atlantico centrale, che separavano le due placche, e il margine passivo europeo. La chiusura completa dell'oceano è avvenuta nell'Eocene medio (circa tra 40-45 Ma) e ha rappresentato l'acme dell'orogenesi alpina. La zona di collisione tra le due placche è rappresentata dal cuneo di accrezione dei domini Austroalpino e Penninico, approfonditi in seguito. L'area Alpina-Mediterranea è stata completamente modellata da processi geodinamici già a partire dal Precambriano. Questa storia geologica, avvenuta prima della formazione dell'orogene alpino, può essere ricostruita nelle Alpi Meridionali (*Dal Piaz et al., 2003*).

5.2 ASSETTO TETTONICO-STRUTTURALE DELLE ALPI

Un'evidente dicotomia è presente nella catena alpina: il complesso Sudalpino e le Alpi in senso stretto. Queste due aree sono divise in maniera asimmetrica tra loro dal Lineamento Periadriatico, una linea di sutura tra la Placca Eurasiatica a N e Adria a S. Questa sutura tra le due placche, detta anche Lineamento Insubrico, è costituita, procedendo da E verso W, da quattro segmenti principali: la Linea della Gail-Pusteria, la Linea della Giudicarie, la Linea del Tonale e la Linea del Canavese.

Le Alpi sono una catena collisionale a doppia-vergenza, ovvero le strutture di trasporto tettonico che si trovano a N del Lineamento Periadriatico sono N vergenti, mentre quelle che si trovano a S sono S vergenti.

I domini tettono-strutturali delle Alpi (*Figura 5.1*) vengono delimitati proprio dal Lineamento Periadriatico: a N di questo si trovano i domini delle Alpi in senso stretto, mentre a S si trova il dominio Sudalpino. Secondo questo schema, le Alpi in senso stretto sono un prisma orogenico sincollisionale di età Cretaceo-Neogenica caratterizzato da una tettonica *thick-skinned*, dominato da unità prettamente continentali, con qualche porzione oceanica, e un metamorfismo variabile da basso a medio-alto grado. Questi domini verranno presentati in seguito con maggior dettaglio, prendendo le mosse dal dominio che si trova geometricamente più in alto, concludendo con il dominio geometricamente più basso (rispettivamente da S a N) (*Dal Piaz et al., 2003*):

- ❖ Dominio Austroalpino: affiora nella zona più orientale delle Alpi in senso stretto ed è di provenienza africana. Deriva dalla deformazione del margine continentale di Adria, sviluppatasi prevalentemente nel Cretaceo. In corrispondenza di questo dominio si aprono le finestre tettoniche dei Tauri e dell'Engadina.
- ❖ Dominio Pennidico: caratterizzato da due fasce di ofioliti (gabbri, basalti e coperture) separate tra loro da rocce continentali (graniti, gneiss) del Dominio Brianzone, interposto tra i due bacini in una fase pre-orogenica. La fascia ofiolitica che si trova a N appartiene all'Oceano Vallese, mentre quella a S appartiene alla Tetide Alpina. Su queste coltri si impone il grande *klippe* del Cervino-Dent Blanche.
- ❖ Dominio Elvetico: sviluppato soprattutto a W, è di affinità Europea e deriva dalla deformazione della placca euroasiatica. Qui si possono osservare nuclei cristallini metamorfici e magmatici sviluppatasi durante le orogenesi ercinica e precedenti (Massicci Esterni, come, ad esempio, il Monte Bianco).

Il Sudalpino, invece, è una catena a pieghe e sovrascorrimenti minore non metamorfica, Neogenica e con una tettonica *thin skinned*, quindi più giovane delle Alpi in senso stretto e con strutture post-collisionali. È il margine di Adria che ha subito deformazione durante l'orogenesi alpina (*Bertotti et al., 1993*) ed è delimitato a N dal Lineamento Insubrico e a S dalle zone di avampaese della Pianura Veneta e della Pianura del Po, dove il fronte deformativo è sepolto (*Castellarin et al., 1992*).

Le Alpi meridionali orientali sono una catena posta nella porzione SE del Lineamento Periadriatico ed affetta da un intenso *back-thrusting* che ha causato la vergenza S delle strutture alpine presenti in questa zona, opposta alla polarità tettonica delle Alpi in senso stretto vergente a N.

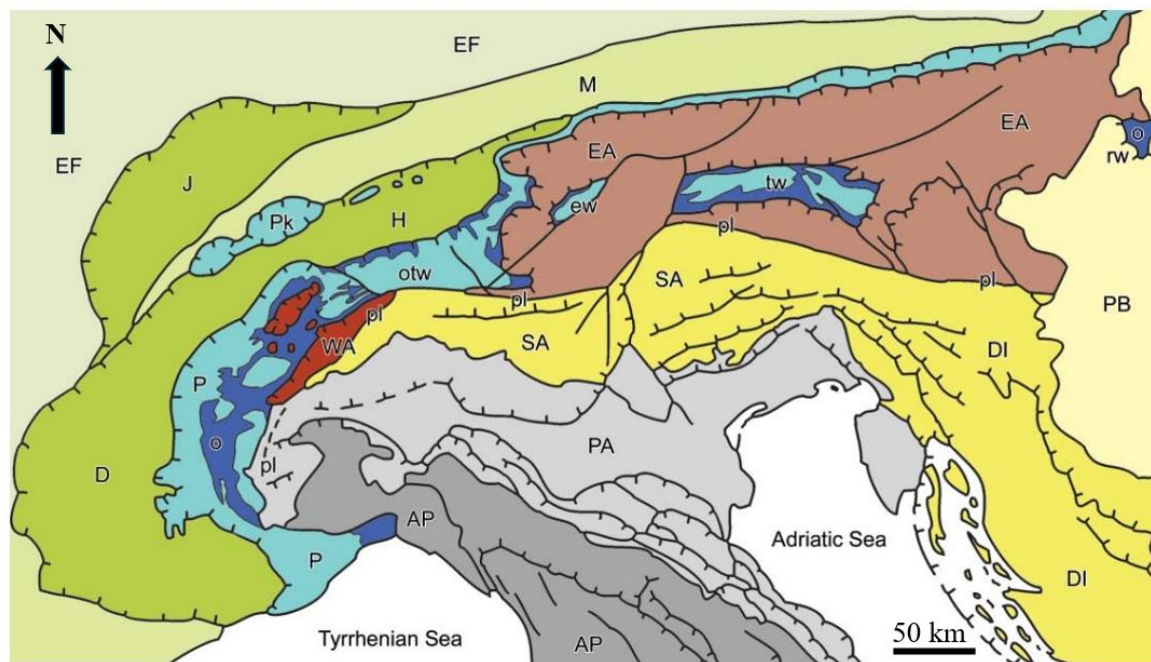


Figura 5.1: distribuzione dei domini dell'orogene alpino. Legenda: Austroalpino occidentale (WA); Austroalpino orientale (EA); Dominio Pennidico: continentale e ofiolitico (o); nappe nell'Arco Alpino occidentale (P); finestre tettoniche (otw); klippen Prealpini (Pk); Dominio Elvetico-Delfinese (H-D); bacino della Molassa (M); catena del Giura (J); Sud Alpino (SA); Lineamento Periadriatico (pl); bacino Pannonico (PB); avampaese europeo (EF); avampaese padano adriatico (PA); catene a pieghe e sovrascorrimenti delle Dinaridi (DI) e degli Appennini (AP). Figura ricavata da Dal Piaz et al. (2003).

La storia del Sudalpino, da un punto di vista dell'assetto strutturale, è declinata da numerose fasi tettoniche avviate in periodi diversi, aventi direzioni diverse e significato geodinamico diverso. La complessa collisione tra Adria e la placca europea ha, infatti, formato la catena alpina nel suo complesso in tre fasi: eoalpina (Cretaceo Superiore), mesoalpina (Paleogene) e neoalpina (Neogene) (Doglioni & Bosellini, 1987). Ad esempio, nel Giurassico Adria ospitava paleoambienti molto vari (Figura 5.2): nella zona dei laghi in Lombardia sono ospitate facies di mare profondo; in Trentino rocce di piattaforma; nel Bellunese le successioni mostrano facies più profonde a W e meno profonde ad E in accordo con la Piattaforma Carbonatica Friulana. Questo dominio era, quindi, caratterizzato da ambienti deposizionali profondi alternati ad ambienti più superficiali. Tale alternanza era il prodotto dei processi tettonici estensionali del Triassico e del Giurassico Inferiore, che avevano generato una serie di *horst* e *graben* con direzione NNE-SSW (Masetti et al., 2012). Questo assetto ha influenzato la tettonica alpina a venire. Infatti, la Linea delle Giudicarie è collegata al limite reologico tra due grandi domini paleoambientali e paleostrutturali: la Piattaforma di Trento ad E ed il Bacino Lombardo a W (Figura 5.3). Nel dettaglio, il Sudalpino si sviluppa strutturalmente nel Neogene propagandosi verso l'avampaese adriatico a S e invertendo strutturalmente faglie normali mesozoiche (Castellarin & Cantelli, 2000).

Adria è un dominio paleogeografico assai articolato. Ha un nucleo centrale lungo e stretto non deformato e dei margini intensamente deformati: a N ha risentito della deformazione alpina, a W di quella appenninica e ad E di quella delle Dinaridi e Albanidi.

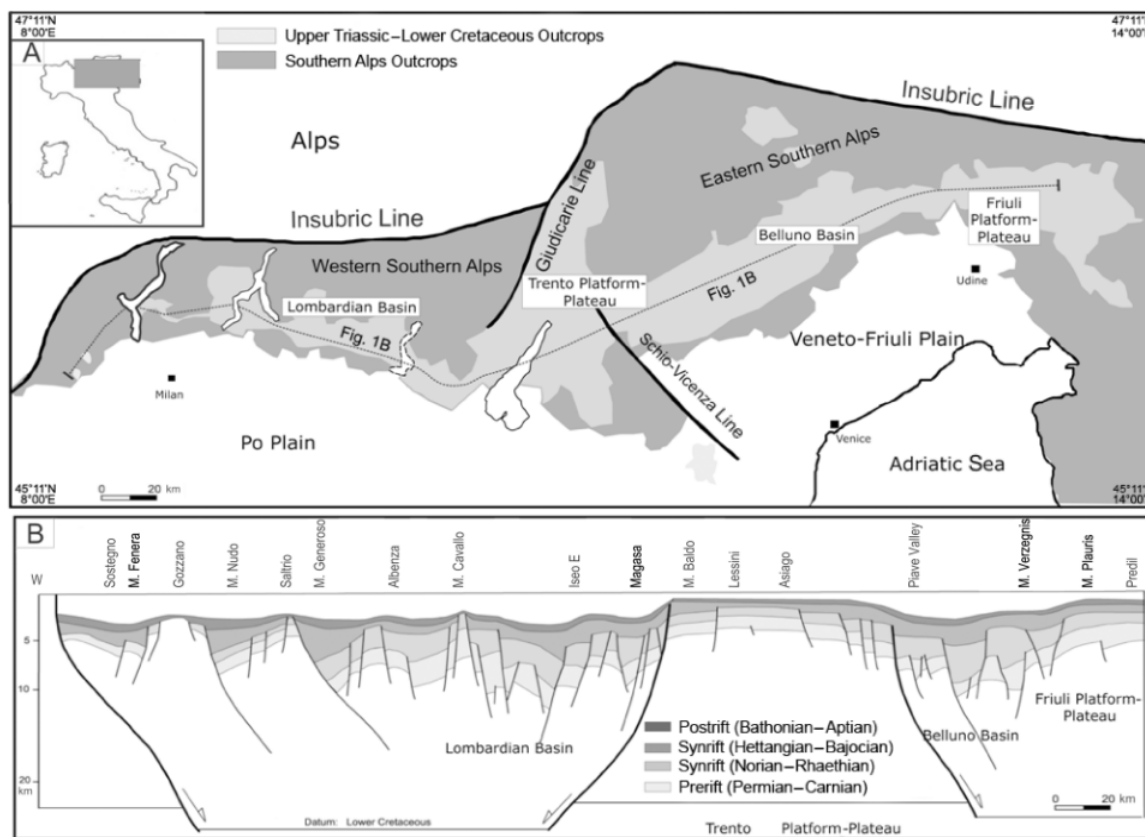


Figura 5.2: il dominio strutturale Mesozoico del Sudalpino e sezione geologica annessa. Figura ricavata da Masetti et al. (2012).

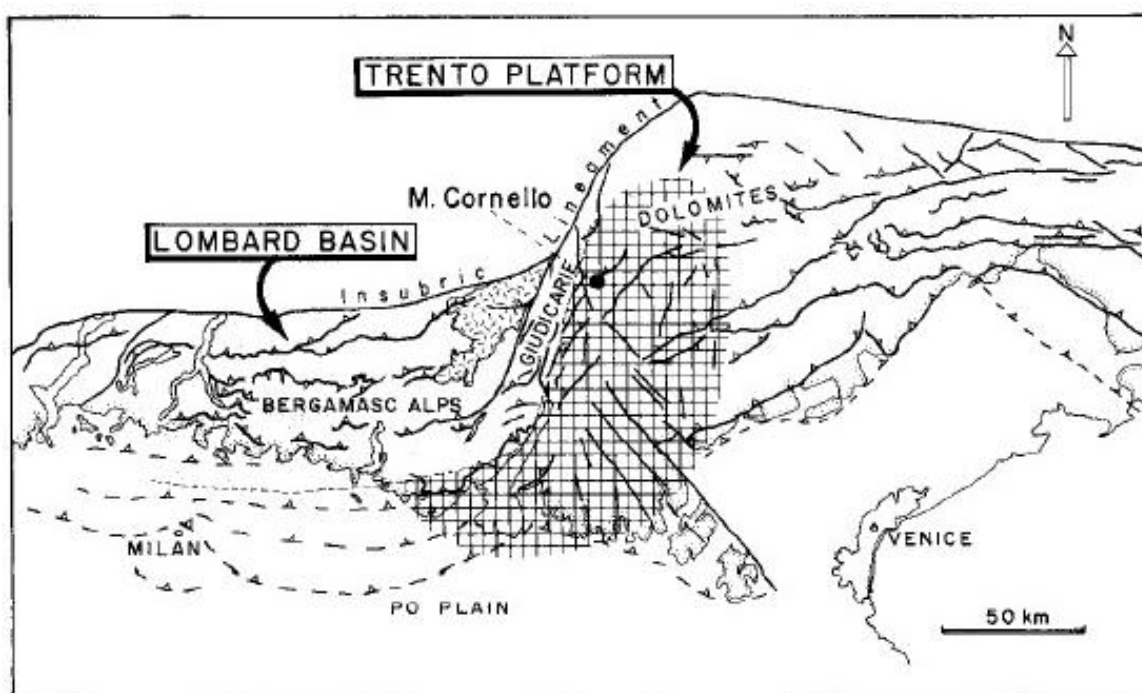


Figura 5.3: posizione della Linea delle Giudicarie come limite tra la Piattaforma di Trento (ad E) e il Bacino Lombardo (a W). Figura ricavata da Doglioni & Bosellini (1987).

L'anatomia profonda delle Alpi è stata scandagliata attraverso un esperimento geofisico, chiamato Profilo TRANSALP (*Figura 5.4*), con estensione di una centinaia di km da Monaco fino a Treviso. Questo profilo, orientato in maniera ottimale, perché ad alto angolo rispetto allo strike delle strutture alpine, ha evidenziato elementi di prim'ordine che descrivono la geometria delle stesse. In particolare, questo esperimento ha svelato che la dicotomia, caratterizzante questa catena, è legata a processi geodinamici profondi, per cui la placca europea subduce al di sotto del promontorio africano. La doppia vergenza della catena è quindi dovuta alla presenza di due Moho distinte: quella Adriatica e quella Europea più profonda, che si flette dall'avampaesne alpino fino alla base profonda del prisma orogenico. Questo comporta un'asimmetria nella conformazione delle Alpi: l'orogene è dominato da rigetti vergenti come la placca europea e dalle strutture antitetiche della placca Adriatica.

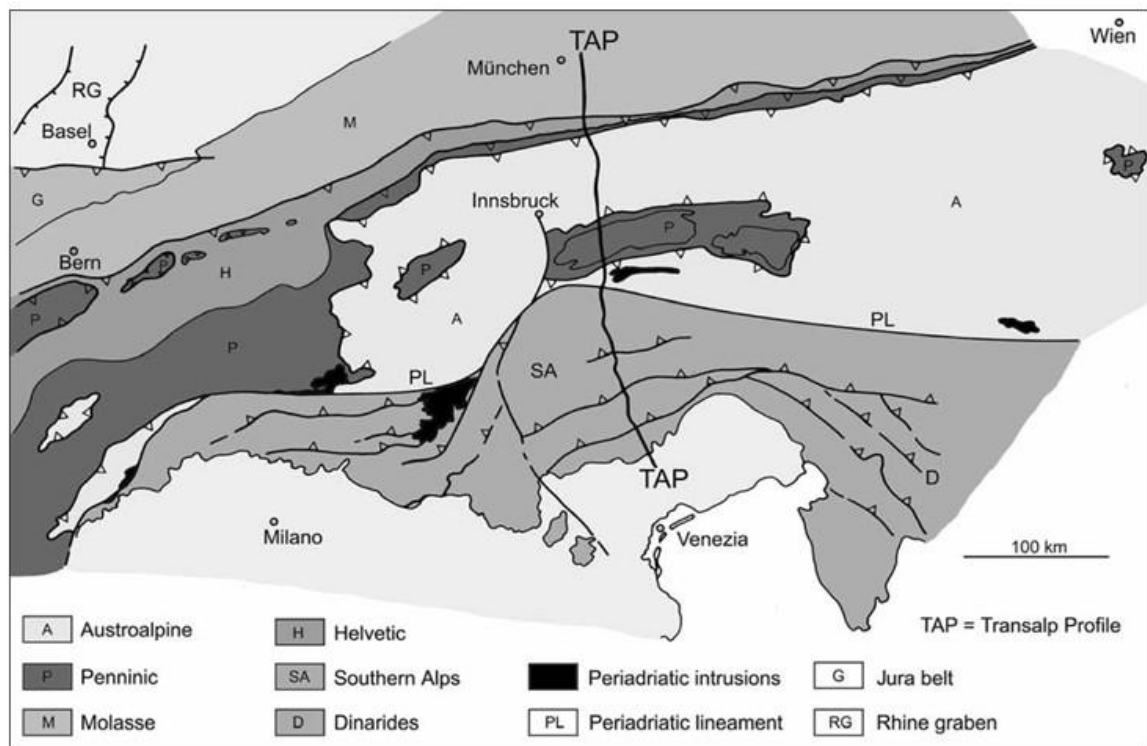


Figura 5.4: posizione del Profilo TRANSALP nelle Alpi Orientali (TAP). Figura ricavata da Castellarin et al. (2003).

5.3 LE DOLOMITI

Le Dolomiti sono una porzione del settore orientale delle Alpi Meridionali (Sudalpino), una catena derivante dalla blanda deformazione del margine passivo settentrionale di Adria. Vengono considerate come un grande *pop-up* di età Neogenica, che estende il suo dominio tra due grandi limiti strutturali: a N il Lineamento Periadriatico e a S il sovrascorrimento della Valsugana (S vergente). Quest'ultimo ha agito come binario, trasportando questo blocco di crosta superiore (le Dolomiti) per almeno 10 km e troncando verso SSE il basamento metamorfico di età varisica. Tutto ciò che si trova a NNW del *thrust* della Valsugana appartiene al dominio delle Dolomiti, mentre ciò che si trova a SSE appartiene alle Prealpi Venete. Per questo motivo, questo sovrascorrimento è una struttura chiave nel controllo della distribuzione dei litotipi.

La copertura sedimentaria di questa porzione di catena non ha subito deformazioni profonde ed intense come altri settori del Sudalpino. Tuttavia, la regione considerata registra numerosi eventi magmatici e tettonici (*Bosellini et al., 2003*):

- ❖ *Rifting* e attività vulcanica di età Permiana e degli inizi del Triassico, che hanno prodotto *horst* e *graben* con direzione N-S;
- ❖ Magmatismo e processi tettonici del tardo Ladinico;
- ❖ *Rifting* ed evoluzione del margine continentale, associato all'apertura della Tetide Alpina, che durante il Triassico Superiore, Giurassico e Cretaceo Inferiore ha controllato lo spessore dei sedimenti e le facies annesse;
- ❖ Fase compressiva nel Paleogene che originò le Dinaridi e che produsse una catena a pieghe e sovrascorrimenti con tettonica pellicolare e vergenza WSW nelle Dolomiti centro-orientali (*Doglioni & Bosellini, 1987*);
- ❖ Infine, nel Neogene, le Dolomiti divennero la porzione più centrale di una catena S vergente. L'elevazione che le Dolomiti raggiungono ad oggi è stata generata da processi attivi negli ultimi 10 Ma.

Precedentemente le Dolomiti sono state definite come un *pop-up*, questo perché a N del *thrust* della Valsugana (S vergente) il loro dominio si estende fino alla Linea di Funes, un *back-thrust* vergente a N. La combinazione dei due genera *pop-up* e zone triangolari. Le Dolomiti si trovano al nucleo di un grande sinclinorio, limitato a N dal *back-thrust* di Funes e a S dal sovrascorrimento della Valsugana. Il raccorciamento complessivo delle Dolomiti è stimato tra i 30 e i 50 km, mentre quello che interessa solo la loro zona più meridionale ha un'entità di 15 km.

Per quanto concerne l'assetto tettonico delle Dolomiti, si possono distinguere 5 fasi (*Figura 5.5*) principali (*Castellarin et al., 1998*):

- ❖ Sistema strutturale pre-Adamello: fascio di sovrascorrimenti S vergenti e stili deformativi di grandi anticlinali di rampa del basamento e coperture in più unità sovrapposte e ripiegate. Sistema attribuibile al Cretaceo Superiore e alla fase eoalpina, quindi il fascio più antico delle Alpi Meridionali (Capitolo 5.2).

- ❖ Sistema strutturale ad orientamento dinarico: caratterizzato da due gruppi di strutture. Il primo di età Eocene inferiore, riferito alla fase compressiva mesoalpina, è un fascio di sovrascorrimenti NW-SE e SW vergenti, sviluppati sulla Catena Dinarica esterna. Questa associazione tettonica interessa le strutture erciniche e del basamento nel settore più interno (Carnia, Comelico) e ha, dunque, coinvolto anche le coperture mesozoiche propagandosi verso SW fino alle Dolomiti. Il secondo, con sovrascorrimenti SW vergenti, è correlabile alle fasi post-collisionali neoalpine iniziali (Chattiano-Burdigaliano). Il fascio di strutture precedenti è stato riattivato durante questo evento e si è propagato ulteriormente verso W raggiungendo le Dolomiti centrali.

- ❖ Sistema strutturale della Valsugana: si estende in tutte le Alpi Meridionali ed è dominato da sovrascorrimenti S vergenti attribuibili al Miocene medio e superiore (Serravalliano-Tortoniano), cioè alla fase neoalpina. È responsabile della formazione del sovrascorrimento della Valsugana, che attraversa la zona del Passo del Cereda e in quest'area chiave espone in superficie il basamento cristallino di età varisica fianco a fianco con le coperture mesozoiche (*Massironi et al., 2006*). La Linea della Valsugana è una struttura paleozoica, con cinematica inizialmente estensionale, riattivatasi durante l'orogenesi alpina con cinematica inversa, causando un raccorciamento crostale di diversi km. La sua attività secondo Curzi et al. (2024) è iniziata nel Cretaceo superiore, con riattivazioni fino al tardo Miocene.

- ❖ Sistema delle strutture scledensi (Schio-Vicenza) e N-adriatiche: fascio di faglie che taglia la maggior parte delle Dolomiti occidentali con direzione NW-SE. L'età delle deformazioni risulta Messiniano-Pliocenica e, quindi, sono coeve agli eventi compressivi post-collisionali della fase neoalpina Adriatico-Padana. Durante questo evento il sovrascorrimento della Valsugana ha subito intense riattivazioni e le compressioni scledensi si sono propagate ulteriormente verso W.

- ❖ Eventi Plio-Pleistocenici: la sismicità attuale nel Sudalpino è innescata da compressioni N-S lungo il margine pedemontano della pianura friulana, sconosciute, tuttavia, nelle Dolomiti. In questa porzione di catena, invece, è ben documentata una tettonica distensiva legata a strutture minori evolutesi dopo gli eventi compressivi dei vari eventi citati sopra e al sollevamento della catena.

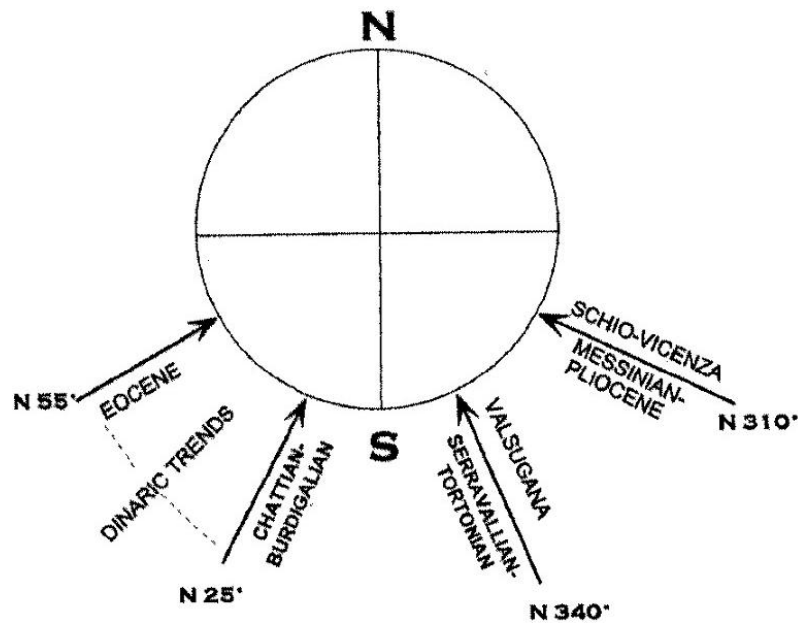


Figura 5.5: assetto strutturale del Sudalpino centro-orientale e delle Dolomiti rappresentato su uno Stereonet, per mostrare l'orientamento dei diversi sistemi strutturali. Figura ricavata da Castellarin et al. (1998).

Oltre alla faglia della Valsugana, altre due strutture sono importanti per completare l'assetto tettonico-strutturale delle Dolomiti: la faglia di Funes e la faglia di Passo Rolle (Figura 5.6). La prima, caratterizzata da una vergenza NNW e una cinematica inversa, durante il Cenozoico ha agito per accomodare la compressione generata dal progressivo avanzamento della placca adriatica (Castellarin et al, 2006). Attraverso specifiche datazioni è stato possibile individuare l'attività di questa faglia all'interno dell'intervallo che intercorre tra l'Eocene e il Miocene (Curzi et al., 2024).

La seconda è un'importante struttura, perché permette un'analisi di dettaglio del record stratigrafico e delle strutture legate all'evoluzione della tettonica Permiano-Neogenica. Questa faglia segue un andamento NNW-SSE e ha subito numerose riattivazioni strutturali durante l'intervallo di tempo sopra considerato (Curzi et al., 2024). La prima inversione strutturale nel Mesozoico ha generato la Piattaforma di Trento e il Bacino di Belluno (si veda il Capitolo 5.2). Mentre, durante le fasi di compressione neoalpine si è riattivata in trascorrenza, come testimonia la presenza di *slikenlines* orizzontali destre in direzione NNW e sinistre in direzione NNE (Massironi et al., 2006).

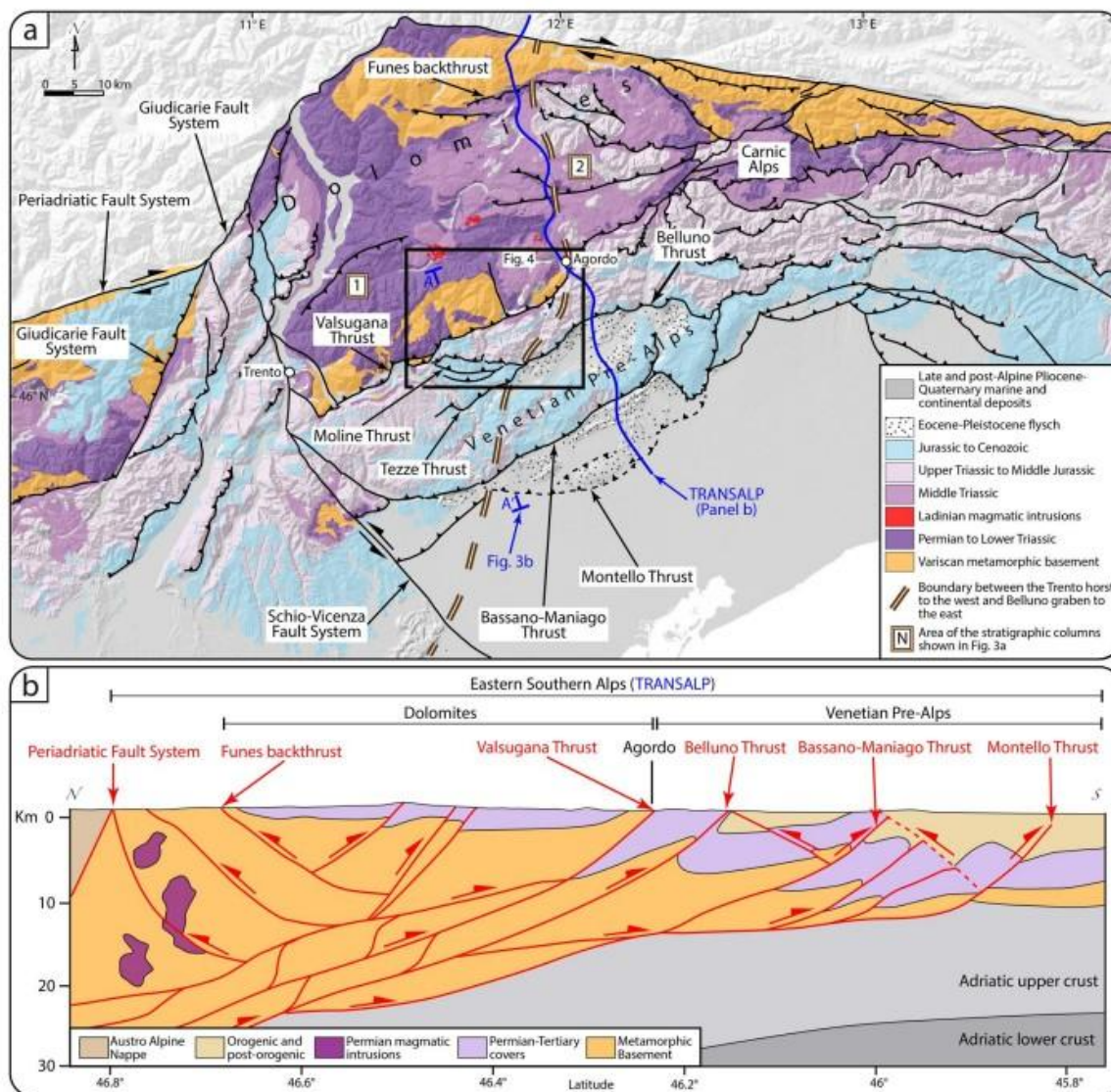


Figura 5.6: a) mappa geologica delle Alpi Sudorientali (ESA), che mostra le principali faglie (modificato da Curzi et al., 2023; da Mietto et al., 2020). b) dettaglio della struttura crostale delle ESA, incluse le Dolomiti e le Prealpi Venete, riferito al profilo sismico TRANSALP (modificato da Castellarin et al., 2006; Curzi et al., 2023). Figura ricavata da Curzi et al. (2024).

5.4 ASSETTO STRATIGRAFICO NELL'AREA DI PASSO ROLLE

L'assetto stratigrafico delle Dolomiti spazia dall'Ordoviciano superiore fino al Cretaceo. Siccome questo paragrafo ha l'obiettivo di presentare tutte le unità geologiche che sono state osservate nell'attività precedente il rilevamento, si prenderà in considerazione per completezza una successione stratigrafica delimitata alla base dal basamento cristallino Ordoviciano e al tetto dalla Dolomia dello Sciliar di età Triassico Medio. Nel Capitolo 6 saranno poi affrontati con maggior cura e dettaglio tutti gli aspetti caratterizzanti esclusivamente le unità litologiche affioranti nella zona di Passo Rolle.

La distribuzione geografica dei litotipi è profondamente connessa al grande sinclinorio che contiene le Dolomiti: la prima grande sinclinale contiene il Gruppo Sella e il massiccio della Marmolada; la seconda struttura sinclinalica, più piccola, è rappresentata dalle Pale di S.Martino di Castrozza, con asse diretto ENE-WSW. Quest'ultima rappresenta il confine tra basamento cristallino Ordoviciano, rocce vulcaniche del Permiano inferiore e le sequenze Permiano superiore-Triassico inferiori. Quindi, litotipi di età diversa convergono e sono affiancati e la loro distribuzione non è omogenea. La sequenza vulcanica di età Permiana si sviluppa a W della Linea della Valsugana, giungendo al termine nei pressi di Predazzo. Questa unità non è, infatti, presente ad E delle Dolomiti, dove, invece, dominano le dolomie del Triassico e le sequenze stratigrafiche del Cretaceo (*Bosellini, 1989*).

La cornice stratigrafica delle Dolomiti (*Figura 5.7*) può essere sintetizzata come segue dall'unità più antica a quella più giovane (*da Bosellini, 1989; Massironi et al., 2006; Gianolla et al., 2008*).

Basamento metamorfico (Ordoviciano superiore)

La base della successione stratigrafica delle Dolomiti è rappresentata dal basamento metamorfico del Paleozoico. Si trova affiorante nella Valle della Valsugana fino ai pressi della città di Agordo e nella Val Pusteria. La sua distribuzione non è uniforme. Infatti, nei pressi di Bressanone decora il tratto N di Adria fino al Lineamento Periadriatico; da Trento ad Agordo è in continuità fisica lungo la linea della Valsugana; nella Prealpi Venete (nei pressi di Recoaro) affiora grazie ad una finestra tettonica.

Le rocce che lo caratterizzano presentano un progressivo aumento del grado metamorfico da SE verso NW. Il basamento è equilibrato in facies scisti verdi, un basso grado metamorfico associato ad una temperatura di circa 300 gradi e una pressione di 2-8 kbar, il cui minerale chiave è la clorite. Tuttavia, si attraversano diverse sub-facies metamorfiche che indicano un aumento di temperatura e un cambiamento di paragenesi. Questo è riconducibile alla presenza di tre minerali indice, che sottolineano il passaggio tra queste facies (clorite, biotite e granato).

Si tratta di una sequenza silicoclastica che comprende una porzione pelitico-psammitica inferiore, una porzione vulcanico-sedimentaria intermedia e, infine, un'ulteriore porzione pelitico-psammitica nella parte superiore. La prima porzione, chiamata Filladi di Bressanone, è databile grazie a studi su faune ad acritarchi e associata al Cambriano superiore-Ordoviciano inferiore (*Kalvacheva et al., 1986*). Si tratta di filladi grigio-verdastre ricche di clorite e quarzo. La seconda, è la testimonianza di un evento magmatico sub-aereo a composizione acida verificatosi per anatessi crostale nelle fasi tardive di crescita dell'orogene (*D'Amico, 1964a; Gregnanin in Dal Piaz et al., 1970; Sassi et al., 1979; Heinisch, 1981; Meli, 1998*). Questa sequenza ortogneissica degli Scisti di Comelico (gneiss

da minuti a micro-occhiadini con K-feldspato) è datata Ordoviciano superiore attraverso il metodo di decadimento radioattivo U-Pb sugli zirconi in metaroliti (*Meli & Koetzli, 2001*). Il complesso superiore, la Formazione di Goudon, è indistinguibile dal complesso inferiore e ricopre un intervallo di tempo dal Siluriano al Devoniano, dimostrato dalla presenza di Graptoliti e Coralli (*Dieini et al., 2005*).

A W della Faglia di Passo Rolle, le filladi sono sormontate in discordanza da potenti successioni ignimbritiche del Distretto Vulcanico Atesino, mentre ad E sono direttamente a contatto con le Arenarie di Val Gardena, a Valle Imperina questo contatto è ben visibile (*Bosellini, 1989; Pavan, 2011*), o separate da queste da un sottile spessore di vulcaniti Permiane.

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

Durante il Permiano inferiore questo distretto occupava una depressione tettonica di 2000 km² di superficie tra il Lineamento Periadriatico a NW e la Linea della Valsugana a SE. Le ignimbriti sono presenti solo nella parte occidentale delle Dolomiti e raggiungono il massimo spessore (1500-2000 m) nella Val d'Adige tra Trento e Bolzano, assottigliandosi progressivamente verso E fino a scomparire.

Questi depositi si sono generati tra 276 e 268 Ma da intensi flussi piroclastici, subordinati duomi, colate di lava e depositi da caduta (*D'Amico et al., 1980; D'Amico e Del Moro, 1988; Barth et al., 1994*). Le rocce si presentano rossicce e sono riconoscibili come ignimbriti grazie alla tessitura eutassitica (fiamme) dovuta alla compattazione dei clasti iuvenili, plastici quando caldi, per il carico litostatico. Queste fiamme si formano registrando la direzione del flusso, per cui sono elementi fondamentali per ricostruire le condizioni deposizionali. Oltre a queste, sono anche presenti frammenti vitroclastici, cristalli rotti e litici. L'associazione di minerali contenuti in queste rocce è composta da quarzo, plagioclasio, sanidino e biotite.

Arenarie di Val Gardena (AVG) – Permiano superiore (Wuchiapingiano-Changhsingiano)

Le Arenarie di Val Gardena sono il frutto dello smantellamento progressivo delle terre emerse durante l'estensione del supercontinente Pangea, per cui si formarono *horst* e *graben* che, una volta erosi, produssero grandi volumi di sedimenti clastici. Questi sedimenti rifornivano pianure continentali (ambienti di bassa energia) e grazie all'azione dei corsi d'acqua, oggi queste arenarie poggiano o al di sopra delle ignimbriti o al di sopra del basamento (con geometria *onlap*). Le prime sono formate da clasti rimaneggiati delle ignimbriti stesse, le seconde, invece, sono maggiormente quarzose e hanno numerose componenti litiche.

Queste rocce si presentano con un colore rosso mattone come conglomerati in livelli di matrice argilloso-sabbiosa alla base o come areniti. Generalmente se presentano livelli

conglomeratici o livelli più fini siltitici, sono arenarie di origine continentale, che hanno risentito dell'azione di questo paleoambiente e dei fiumi meandriformi che lo attraversavano. Possono anche essere presenti noduli carbonatici e dolomitici nelle argilliti e marne di colore verde.

Il loro spessore tende a diminuire procedendo verso W (da 500 m nella zona di Trento a 0 m nella zona di Comelico), a causa della paleotopografia che prevedeva alti e bassi strutturali, di cui sopra.

Queste rocce possono contenere fossili di piante (foglie, tronchi, radici) e numerose impronte di rettili di piccole dimensioni che si spostavano alla ricerca di acqua.

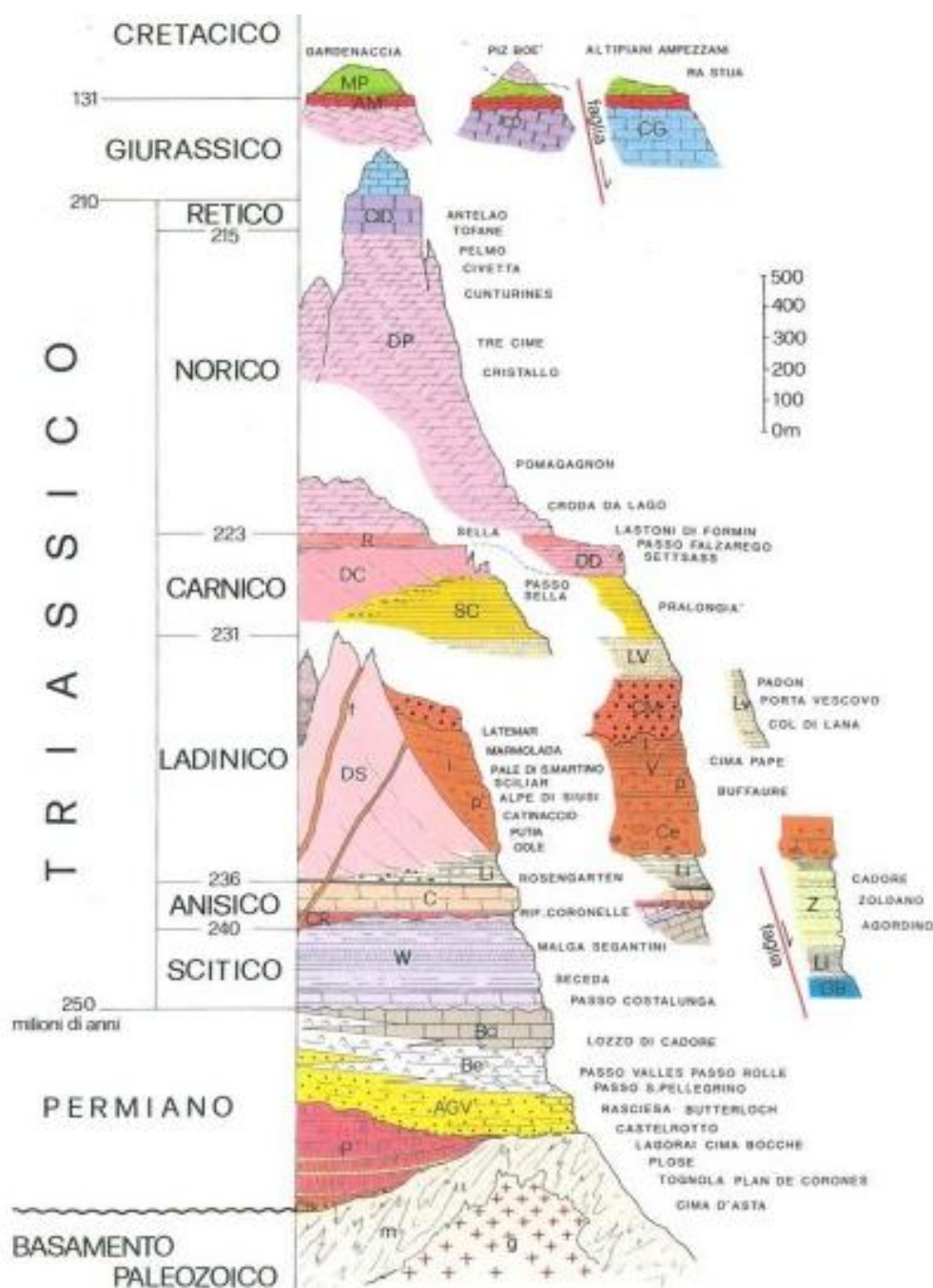


Foto 5.7: successione stratigrafica delle Dolomiti, dal Paleozoico al Mesozoico. Figura ricavata da Bosellini (1989).

Formazione a Bellerophon (BEL) – Permiano superiore (Changhsingiano)

Questa Formazione è il risultato di una ingressione marina sul continente (*Figura 5.8*). Lo testimonia la presenza dell'omonimo gasteropode marino a tetto della Formazione: *Bellerophon*.

Il clima nel Permiano superiore era molto caldo e arido, per cui tutte le lagune costiere che precedevano il mare, spesso soggette a inondazioni, subivano evaporazione. La presenza del *Bellerophon* a tetto della Formazione indica un apporto costante di acqua con una ridotta evaporazione.

Le rocce mostrano un'alternanza litologica legata proprio all'alternarsi di ingressioni marine e periodi di forte evaporazione. In particolare, la parte basale della Formazione prende il nome di facies Fiammazzo, mentre quella sommitale è la facies Badiota. La prima è costituita da intercalazioni dolomitiche (marne dolomitiche o dolomie) e gessi o anidriti con interstrati di colore scuro ricchi di argille o di altro materiale fine, simbolo di decantazione di acqua ricca di materiale limoso. La seconda, invece, è caratterizzata da calcari ricchi di materia organica, di colore scuro, massivi, che formano bancate di spessore variabile. Questi calcari sono legati ad eventi di annegamento del continente, che non permettevano l'evapotraspirazione e contribuivano all'instaurazione di un ambiente marino.

Anche i fossili presenti in queste rocce indicano che il contesto era proprio quello di un ambiente di *sabkha*: organismi estremofili (ad esempio alghe) facevano la loro comparsa nei periodi di evaporazione intensa e organismi marini (come bivalvi e gasteropodi) nei periodi di annegamento del continente.

La Formazione a Bellerophon è debole da un punto di vista di resistenza al taglio e rappresenta un orizzonte di facile scollamento meccanico. Per questo motivo, non c'è alcuna certezza sullo spessore originario, perché le rocce deboli si deformano dando luogo a geometrie che non rispecchiano il flusso degli sforzi e togliendo coerenza all'orientazione delle strutture. Inoltre, la presenza di questa Formazione influenza la morfologia del paesaggio. Solitamente si trova su prati a formare strutture di collasso dovuto all'elevata solubilità delle rocce evaporitiche e al processo di dissoluzione differenziale.

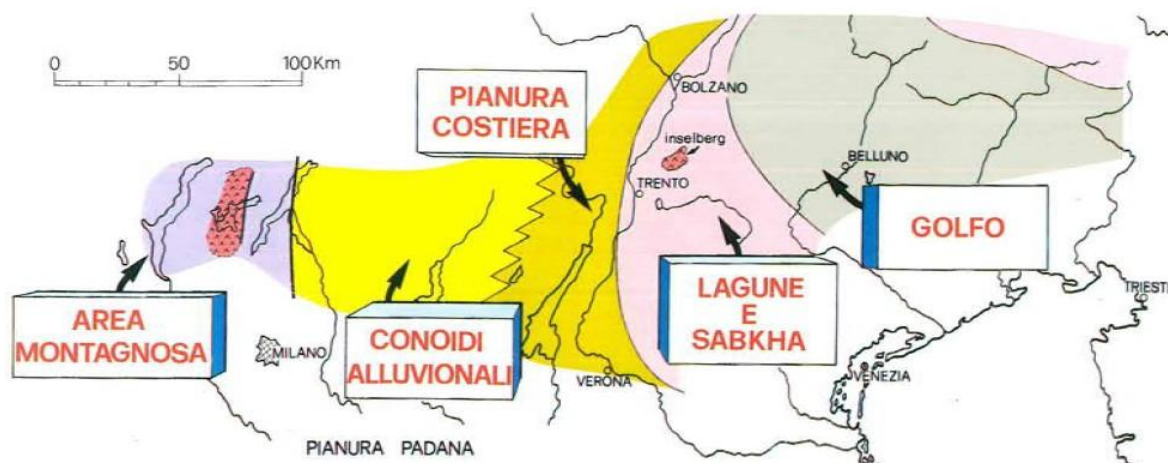


Figura 5.8: carta paleogeografica delle Alpi Meridionali alla fine del Permiano. Un'area continentale, con rilievi e pianure pedemontane, era presente a W del Garda, mentre una vasta area marina costiera, con golfi, lagune e stagni evaporitici (sabkha) occupava l'attuale regione veneta (incluse le Dolomiti). All'inizio del Triassico il mare inonderà la regione. Figura ricavata da Bosellini (1989).

Formazione di Werfen (WER) – Permiano superiore (Changhsingiano)-Triassico Inferiore (Olenekiano)

Questa è una Formazione composta che rappresenta tutto ciò che sta alla base dei Complessi ladinici. All'inizio del Triassico il mare occupò gran parte dell'Europa centro-meridionale. Questa trasgressione instaurò condizioni di mare basso costiero nelle Dolomiti. Su questi bassi fondali si depositarono le sabbie, le argille e i calcari che costituiscono questa Formazione. Si tratta di rocce ben stratificate e con colori spesso accesi (rosso, giallo) o sulle tonalità del grigio. Hanno uno spessore di qualche centinaio di metri (200-400 m) e possono contenere fossili, come gasteropodi e lamellibranchi (caratteristica di questa formazione è la *Claraia clara*).

È formata da nove membri, la cui parte basale è prevalentemente carbonatica e ben stratificata, mentre la parte sommitale diventa terrigena (siltiti di colore rosso-marrone) con spessori silicoclastici sempre più potenti. Questa differenza porta a contrasti morfologici importanti: la porzione basale si mostra con pareti verticali e non vegetate, mentre quella sommitale forma pendii più dolci. I membri del Werfen possono essere riconosciuti dal loro grado di erodibilità.

La Formazione di Werfen affiora generalmente lungo i fianchi delle maggiori valli dolomitiche: il Catinaccio, i pendii del Ciampedie, la zona tra Passo Rolle e Malga Segantini ai piedi del Cimon della Pala, nel Monte Seceda in Val Gardena e numerosi altri luoghi circostanti.

Di seguito vengono elencati i Membri costituenti la Formazione di Werfen:

❖ **Membro di Tesero (Changhsingiano):** a metà di questo Membro è posto il limite Permiano-Triassico. È costituito da *grainstone* oolitico e/o oolitico bioclastico chiaro

(frammenti di gasteropodi e bivalvi) di spessore da decimetrico a metrico. La presenza di questo Membro indica una rapida trasgressione, perché si presenta molto sottile, ma lateralmente molto esteso (*Broglia Loriga et al., 1983; 1990*). Il suo spessore aumenta verso W progressivamente (*Bosellini, 1964; Broglia Loriga et al., 1983*): da 1-2 m nella porzione centro-orientale delle Dolomiti a 10-30 m a Tesero in Val di Fiemme e in Valsugana presso Trento. Nell'areale di San Martino di Castrozza il suo spessore rimane ad un valore costante di 5 m.

❖ Membro di Mazzin (Induano): costituito prevalentemente da calcareniti micritiche finemente laminate e bioturbate in strati e banchi da centimetrici a metrici di colore grigio. Il limite tra questo Membro e quello di Tesero è graduale, mentre è netto a contatto con il Membro di Andraz. Le litologie più comuni presentano un carattere nodulare, considerabile come diagnostico. Il contenuto paleontologico è formato quasi esclusivamente dal bivalve *Claraia* e da brachipodi del genere *Lingula*. Il motivo per cui il contenuto paleontologico è poco differenziato si spiega per l'estinzione Permo-Triassica, che ha causato un recupero ritardato degli organismi (*Twitchett & Wignall, 1996*). L'ambiente deposizionale era quello di una piattaforma al di sotto del livello normale di base d'onda (sono presenti anche livelli di tempestiti) (*Broglia Loriga et al., 1983; 1990*).

❖ Membro di Andraz (Induano): è costituito prevalentemente da argilliti e siltiti rosa-rossastre, con intercalazioni sottili di dolomia, in strati da centimetrici a decimetrici ed entrambi i limiti del Membro sono netti. Rappresenta depositi di ambiente di piana alluvionale prossima alla costa. Affiora al di sotto del Cimon della Pala, oppure nei pressi del torrente Cismon a Passo Rolle.

❖ Membro di Siusi (Induano): costituito da calcari e calcari-marnosi grigio-verdastri (alla base), fossiliferi e da siltiti rosse (in sommità). Lo spessore a Punta Rolle è quasi di 70 m (*Broglia Loriga et al., 1990*). Il limite inferiore con il Membro di Andraz e quello superiore con le Ooliti a gasteropodi sono netti. Gli strati calcarei alla base presentano strutture sedimentarie, quali laminazione incrociata, *hummocky* e *ripple* da onda. La componente silicoclastica aumenta verso l'alto. Anche in questo caso le associazioni di faune fossili non sono molto diversificate, le più comuni sono bivalvi del genere *Claraia* e *Unionites*. La bioturbazione diventa più comune e intensa rispetto ai Membri precedenti. L'ambiente deposizionale varia a seconda della porzione che si prende come riferimento: alla base di questo Membro le rocce appartengono ad una rampa mediana (calcareniti a base erosiva con tempestiti). Proseguendo verso la porzione più mediana e poi sommitale del Membro, si passa ad una rampa mediana-interna con influenza terrigena, fino ad un ambiente di *shoreface*. Affiora nella Strada Statale Grappa del Passo e nei pressi di Baita Segantini.

❖ Membro dell'Oolite a gasteropodi (Induano): costituisce pareti evidenti alla base del gruppo delle Pale di San Martino con uno spessore di circa 35 m. Il limite inferiore è netto, mentre il limite superiore è graduale per alternanza con il Membro del Campil. Sotto un aspetto litologico è molto simile alla porzione basale del Membro di Siusi, perché presenta calcari micritici e marnosi grigio-verdastri, calcareniti oolitiche e oolitico bioclastiche rossastre con base erosiva e calcari siltosi o arenacei grigio-verdastri in strati decimetrici. *Ripple* da onda, laminazione incrociata e *hummocky*, sono strutture sedimentarie tipiche delle calcareniti di questo Membro. Anche la bioturbazione è frequente e l'ambiente di deposizione è una rampa mediana-interna come quella del Membro di Siusi.

❖ Membro del Campil (Olenekiano): questo Membro è caratteristico per l'assenza di carbonati al suo interno e si riconosce per il suo colore rosso molto acceso. Lo spessore varia tra 80 e 100 m, ma essendo molto tettonizzato e duplicato è difficile stabilire il suo spessore reale. È caratterizzato da argilliti, siltiti e areniti fini quarzose, ricche di mica bianca e *ripple* da onda. Oltre ai *ripple*, altre strutture sedimentarie sono laminazione incrociata (centimetrica-decimetrica), *hummocky* e piano parallela. Le bioturbazioni in questo Membro sono scarse, come il contenuto fossilifero.

❖ Membro di Val Badia (Olenekiano): è un'unità mista prevalentemente carbonatica con uno spessore di 40 m circa. I limiti superiore e inferiore sono gradualmente per alternanza. I banchi, da decimetrici a centimetrici, di calcari siltosi nodulari grigio-verdastri sono intensamente bioturbati e contengono numerosi fossili. È caratterizzato anche da calcareniti bioclastiche (*grainstone-packstone*) di colore grigio-giallastro e laminazione incrociata a scala decimetrica. Queste bancate carbonatiche sono alternate a siltiti grigio-verdastre centimetriche-decimetriche. Le faune presenti in questo Membro appartengono a bivalvi, gasteropodi e cefalopodi. È in questo Membro che la Formazione di Werfen raggiunge il picco di biodiversità e nella parte inferiore del Membro di Cencenighe. Inoltre, la Formazione di Werfen raggiunge la massima profondità di deposizione proprio in questo Membro. Le facies nodulari a cefalopodi rappresentano un ambiente di rampa esterna ben ossigenato. Nelle porzioni superiore e inferiore la presenza di strutture sedimentarie trattive indica un ambiente ad alta energia (rampa mediana o interna).

❖ Membro di Cencenighe (Olenekiano): potente successione (80 m ca.) prevalentemente carbonatica, estremamente tettonizzata nella porzione inferiore. Il limite inferiore è graduale per alternanza con il Membro di Val Badia, mentre quello superiore con il Membro di San Lucano è netto ed erosivo con le Formazioni del Complesso Indifferenziato. Nella sua parte basale questo Membro è caratterizzato da calcari oolitici marnosi rossi, molto erodibili, con scarsi e mal preservati fossili. La parte superiore è dominata da *grainstone* oolitici, oolitico-bioclastici con evidente laminazione incrociata concava ed *herringbone* a scala decimetrica

e bancate calcarenitiche di colore rosato e/o giallastro e dolomitizzate. L'ambiente deposizionale è di rampa carbonatica mediana-interna e, in particolare, la porzione superiore rappresenta un ambiente molto superficiale con una forte influenza di correnti tidali (*Broglia et al., 1983*).

❖ Membro di San Lucano (Olenekiano): essendo l'ultimo Membro della Formazione di Werfen è prevalentemente terrigeno. Ha uno spessore di circa 40 m e il limite inferiore con il Membro di Cencenighe è netto, quello superiore è graduale per alternanza con la Dolomia del Serla o netto erosivo con il Conglomerato di Richthofen. È costituito da areniti fini e siltiti rosse e violacee o grigie con abbonanti strutture sedimentarie e intensamente bioturbate. L'ambiente deposizionale è un contesto tipico di shoreface, caratterizzato da un importante apporto terrigeno. La porzione più alta del Membro rappresenta una piana alluvionale distale.

Dolomia del Serla – Triassico Medio (Anisico inferiore)

Costituita da dolomie bianche o bianco-giallastre, talora con stromatoliti. Lo spessore può variare da 0 m a 20 m e affiora ai piedi del Cimon della Pala. L'ambiente deposizionale è di laguna costiera (piana tidale) a limitato apporto silicoclastico. Il limite inferiore è per alternanza con la Formazione di Werfen, il limite superiore sempre netto erosivo con il Conglomerato di Richthofen o i Calcari di Morbiac.

Complesso Anisico Indifferenziato – Triassico Medio (Anisico inferiore-medio)

Le unità geologiche di questo periodo (240-235 Ma) rappresentano sovrapposizioni di conglomerati, calcari marini bioturbati, indicanti trasgressione, e dolomie di piattaforma carbonatica. Ognuna di queste ripetizioni rappresenta una base erosiva e alcune sequenze possono essere completamente assenti a causa di questa elisione (*De Zanche et al., 1993*).

In particolare, nell'area di San Martino di Castrozza sono tre le sequenze individuabili:

❖ Conglomerato di Richthofen: composto del detrito generatosi dall'erosione di alcuni punti della Formazione di Werfen e della Formazione a Bellerophon, dovuta all'emersione di alcune zone della Regione Dolomitica nell'Anisico. Nel dettaglio, i conglomerati a ciottoli carbonatici bianchi, grigi o giallastri, derivano dallo smantellamento della Dolomia del Serla. Questa unità può anche presentarsi con dei livelli siltitici rossastri e grigiastri. Il limite inferiore è netto ed erosivo, quello superiore è graduale con il Calcare di Morbiac. Ha uno spessore variabile tra 0 m e 20 m. La deposizione è avvenuta in ambiente continentale, di piana alluvionale, con fiumi meandriformi.

❖ Calcare di Morbiac: composto prevalentemente da calcari grigi marnosi o siltosi, nodulari e intensamente bioturbati in strati centimetrici e decimetrici. Il limite inferiore è netto ed

erosivo o graduale per poco più di un metro con il Conglomerato di Richthofen, mentre quello superiore è graduale per alternanza con la Formazione del Contrin. Sono abbondanti i microfossili, in particolare foraminiferi. L'ambiente deposizionale era un ambiente marino subtidale con un apporto terrigeno importante.

❖ **Formazione del Contrin:** potente successione di dolomie affiorante alla base delle Pale di San Martino. Il limite inferiore è graduale con il Calcare di Morbiac. Il limite superiore è in paraconcordanza con la Formazione di Livinallongo o con la Dolomia dello Sciliar. Lo spessore è di 150 m circa. Due sono le facies che lo caratterizzano: quella inferiore è costituita da dolomie cristalline da grigie a grigio scure, fetide, in strati decimetrici – metrici; quella superiore è costituita da dolomie cristalline massive con rare impronte di alghe dasycladaceae. Dunque, questa Formazione rappresenta un banco carbonatico di mare basso.

Formazione di Livinallongo – Triassico Medio (Anisico-Ladinico)

Comprende: calcari selciferi neri laminati; calcari nodulari grigio-verdastri con noduli di selce, radiolari e bivalvi; calcari micritici o calcareniti spesso in torbiditi, con stratificazione piano parallela e liste di selce. Inoltre, si possono osservare intercalazioni di rocce piroclastiche primarie o rimaneggiate, note con il nome “Pietra Verde”.

Il limite inferiore di questa Formazione è paraconcordante netto con la facies massiva della Formazione del Contrin, mentre il limite superiore è eteropico con la Dolomia dello Sciliar. Lo spessore è di circa 100 m.

All'inizio del Ladinico nella Regione Dolomitica il tasso di subsidenza aumenta e la piattaforma della Formazione del Contrin annega e inizia a smembrarsi, in seguito ad una fase distensiva, creando alti e bassi strutturali. In questo modo, sulle porzioni più superficiali attecchiscono i costruttori di scogliera (Dolomia dello Sciliar), mentre nelle porzioni sommerse si depositano i calcari della Formazione di Livinallongo.

Dolomia dello Sciliar – Triassico Medio (Ladinico)

Dolomia cristallina di colore grigio chiaro, tendente al bianco, massiva o stratificata. Il limite inferiore è eteropico con la Formazione di Livinallongo, oppure paraconcordante con la Formazione del Contrin. Il limite superiore non è affiorante. Il suo spessore può raggiungere i 600 m e comprende tutti quei depositi di piattaforma interna, di slope e di margine, che costituiscono la maggior parte delle Pale di San Martino, il gruppo della Marmolada, il Latemar e il Catinaccio.

Corpi filoniani – Triassico Medio (Ladinico)

Nella zona delle Dolomiti Sudorientali sono presenti dei filoni a composizione basica (trachibasaltica-trachandesitica) correlabili al vulcanesimo del Triassico Medio, che

tagliano in discordanza tutte le unità affioranti dal basamento cristallino alle unità Permo-Triassiche. Generalmente sono di colore scuro o grigio-verde e si presentano con spessori anche di 2-3 m. I filoni di maggiori dimensioni presentano una struttura porfirica composta da fenocristalli di pirosseno immersi in una matrice da microcristallina ad afanitica. La pasta di fondo microcristallina è composta da plagioclasio e pirosseno interstiziale verde pallido. Può essere presente anche olivina alterata in serpentino e la tessitura può presentarsi fluidale. Generalmente assumono direzione N-S o NNW-SSE, anche se alcuni sono fagliati o sono stati piegati durante le deformazioni tardo mesozoiche ed alpine.

6. RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO

In questo paragrafo la trattazione si concentrerà interamente sullo studio dell'area di Passo Rolle. Prima di tutto, verranno mostrati i risultati del rilevamento geologico nei termini litostratigrafici. Per fare questo, il testo sarà corredato di immagini degli affioramenti più significativi e di campioni macroscopici raccolti in situ. Inoltre, sarà presente una dettagliata descrizione dei litotipi (dal più antico al più recente) osservati e saranno anche allegate figure relative alla distribuzione geografica delle unità all'interno dell'areale di studio.

In seconda battuta, saranno mostrati i risultati del rilevamento geologico nei termini di assetto tettonico e strutturale delle diverse unità analizzate. Anche in questo caso, le osservazioni saranno supportate da immagini esplicative di strutture tettoniche alla scala dell'affioramento e da proiezioni stereografiche prodotte con Stereonet, per comprendere l'andamento delle strutture stesse e cercare di ricongiungerle ad eventi deformativi a scala regionale (si veda Capitolo 7).

L'areale rilevato comprende una superficie di 3,8 km² nella zona di Passo Rolle. Qui si palesano unità geologiche dal Sakmariano (Permiano inferiore) all'Olenekiano (Triassico Medio). Alcuni affioramenti, che si sono dimostrati irraggiungibili, sono comunque stati caratterizzati, grazie ad un'attenta osservazione con il binocolo, da un punto di vista litologico e strutturale. Saranno, infatti, presenti immagini scattate da lontano e giaciture traggiate.

6.1 LITOSTRATIGRAFIA

Gruppo Vulcanico Atesino (GVA)

L'unità geologiche più antica rilevata appartiene al Gruppo Vulcanico Atesino di età Permiana (Sakmariano). Affiora nella porzione sudoccidentale dell'area di studio (*Figura 6.1*) nei pressi di Buca Ferrari, Cima Tognazza, ad E di Malga Rolle, Capanna Sass Maor e poco più a N-NNW di quest'ultima.

All'affioramento si presentano come ignimbriti massive grigio-rossastre molto competenti, spesso in banchi (*Figura 6.2*). I campioni di roccia presentano una tessitura eutassitica con fenocristalli di quarzo, K-feldspato, sanidino, biotite, plagioclasio visibili anche ad occhio nudo e immersi in una pasta di fondo microcristallina, caratterizzata da cristalli opachi e di colore scuro. Sono presenti anche litici di colore grigio-verdastro e frammenti vitroclastici (frammenti di pomice e/o ossidiana) (*Figura 6.3*). Il contatto basale con il basamento metamorfico non rientra nell'area rilevata.

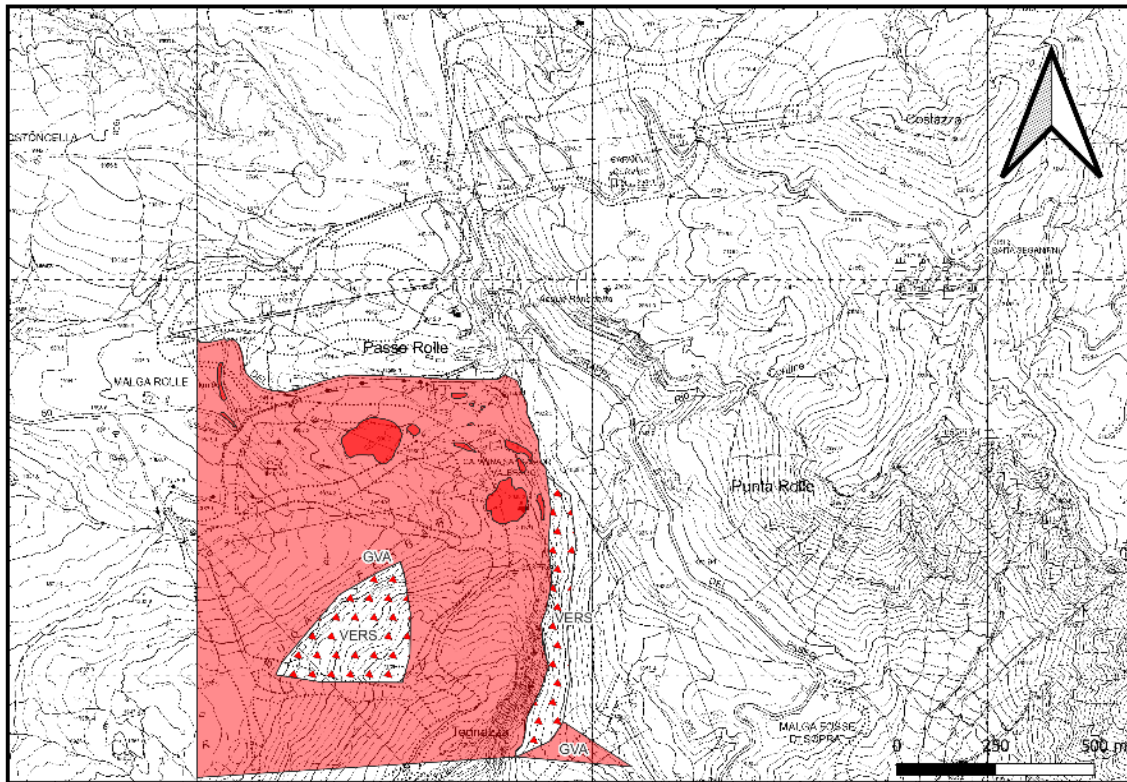


Figura 6.1: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza il Gruppo Vulcanico Atesino. Figura creata con QGIS.



Figura 6.2: affioramenti di ignimbriti (GVA) nei pressi della palestra di arrampicata della Caserma Capanna "Sass Maor" (a destra) e nei pressi della strada che porta a Passo Rolle (a sinistra). Considerare come scala il quaderno di campagna (15 cm ca.).

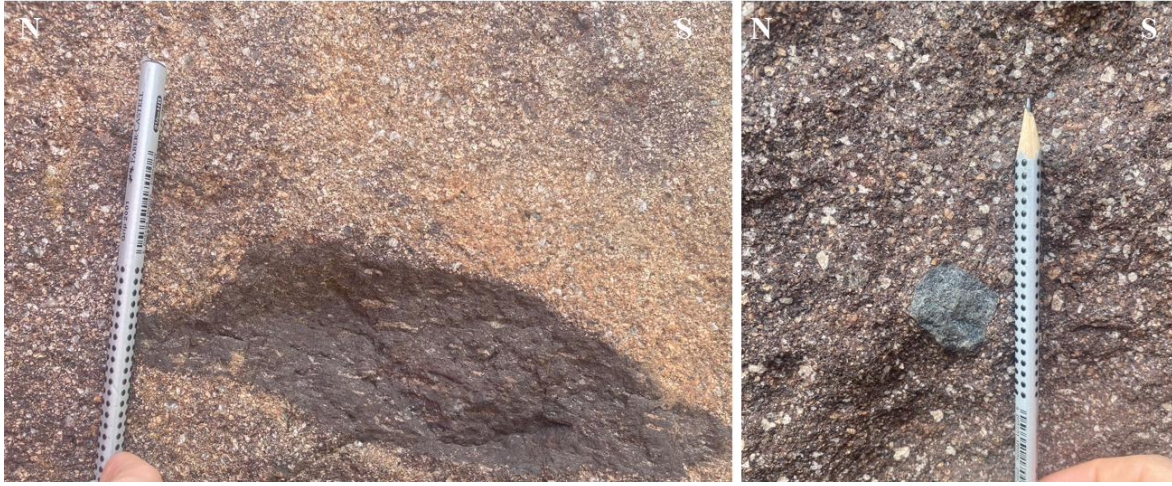


Figura 6.3: dettaglio di una fiamma (a sinistra) e di un litico metamorfico (a destra) nelle ignimbriti. Considerare come scala la matita: 10 cm ca.

Arenarie di Val Gardena (AVG)

Questa unità affiora nel settore occidentale dell'area di studio presso Passo Rolle (*Figura 6.4*), estendendosi subito a N del Gruppo Vulcanico Atesino, di cui sopra. Si mostra come un corpo prevalentemente sabbioso, di colore rossiccio, con diffusi ciottoli di conglomerato e, talvolta, intercalazioni di materiale carbonatico in noduli o lenti di materiale ridotto non riconosciuto (*Figura 6.5*).

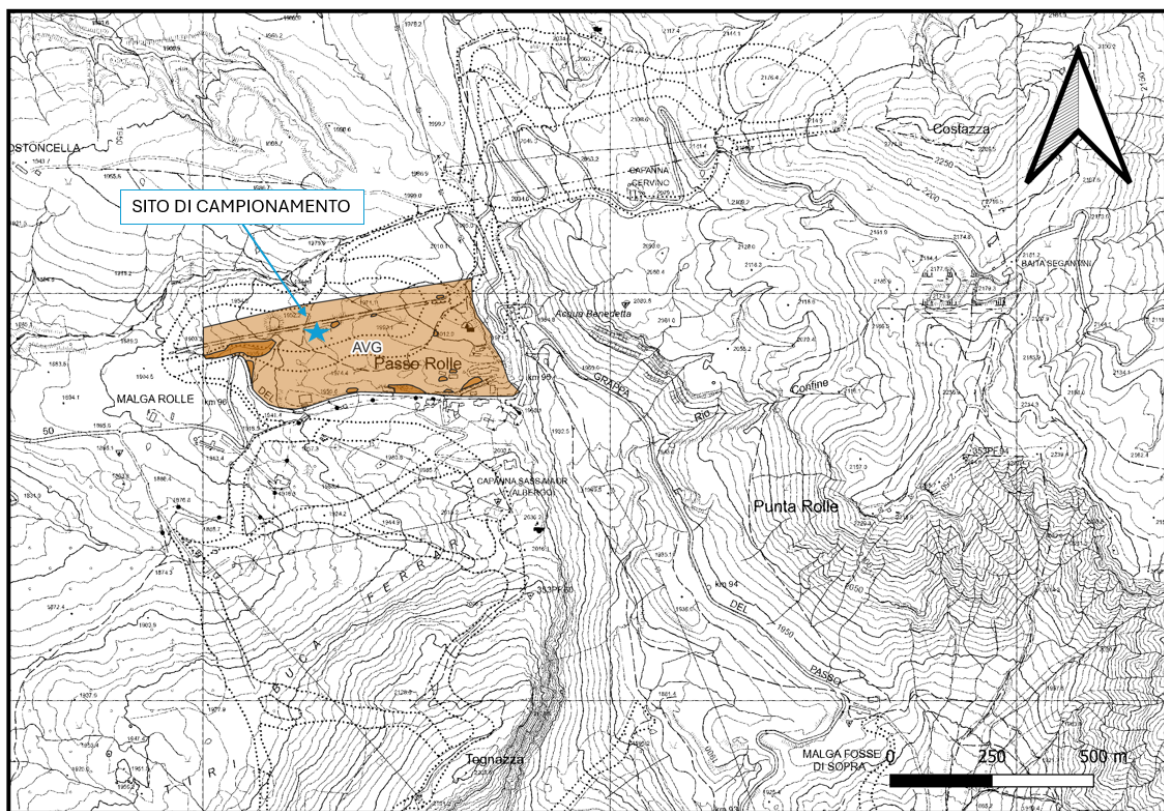


Figura 6.4: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza le Arenarie di Val Gardena. Figura creata con QGIS.

Soprattutto nella zona più adiacente al GVA le Arenarie di Val Gardena si mostrano di granulometria grossolana e con cristalli di quarzo visibili ad occhio nudo (sul campione a mano), con strati di maggiore competenza e generalmente maggiormente cementate, anche se sono presenti locali variazioni e, in generale, si mostrano meno competenti e cementate delle ignimbriti sottostanti. Tuttavia, la somiglianza tra le due differenti unità è abbastanza marcata da un punto di vista litologico (*Figura 6.6*). In affioramento le rocce sono costituite da grani grossolani e angolari; gli strati presentano foreset e festoni, è stata riconosciuta la stratificazione ad epsilon. Sono stati osservati anche affioramenti in cui le Arenarie possiedono granulometrie inferiori (silt-argilla), strati centimetrici e una scarsissima cementazione. Non è stato osservato un contatto netto tra GVA e AVG: le evidenze a supporto di quest'osservazione e le conseguenti spiegazioni saranno trattate nel Capitolo 7. La topografia composta da queste rocce si presenta sottoforma di morfologie dolci e terre rosse, in contrasto con le pareti verticali delle ignimbriti.

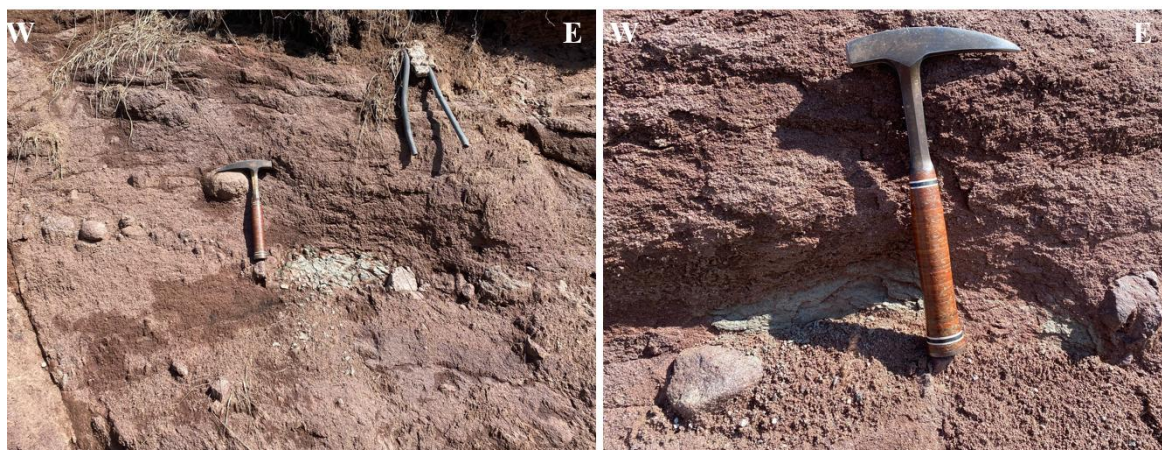


Figura 6.5: particolari dello stesso affioramento nei pressi della strada che porta a Passo Rolle. Si osservano i ciottoli, i noduli, una lente di materiale ignoto e un accenno di stratificazione presentati nella descrizione sovrastante. Utilizzare il martello geologico come scala (30 cm ca.)



Figura 6.6: immagini di dettaglio (a sinistra) e dell'affioramento completo (a destra), che mostrano la natura delle AVG più prossime alle ignimbriti. Utilizzare come scala la matita sulla sinistra (10 cm ca.) e i rilevatori sulla destra.

Tabella 1: lista degli elementi analizzati, con la loro sigla, coordinate, roccia madre e suolo derivato.

Sample	D7 AVG	D7 AVG SUOLO
est	1714446.95	1714446.95
nord	5130956.26	5130956.26
tipo	roccia	suolo
SiO₂ (wt%)	79.18	60.56
TiO₂	0.10	0.62
Al₂O₃	12.96	20.67
Fe₂O₃	0.36	2.91
MnO	0.07	0.11
MgO	0.83	1.99
CaO	0.14	0.12
Na₂O	0.90	0.99
K₂O	2.79	4.59
P₂O₅	0.04	0.09
LOI	2.62	7.36
As (mg/kg)	5	12
Ba	165	339
Br	2	12
Ce	39	91
Cl	150	150
Co	2	5
Cr	18	43
Cu	22	12
Ga	9	19
Hf	2	11
La	34	30
Mo	2	3
Nb	5	13
Nd	14	25
Ni	14	23
Pb	22	33
Rb	98	184
S	30	90
Sc	5	9
Sn	4	2
Sr	72	112
Th	16	20
U	2	5
V	13	65
W	2	4
Y	11	29
Zn	17	39
Zr	82	329

La Tabella 1 mostra i dati chimici derivati dall'analisi di campioni di rocce e di suolo raccolti in un affioramento della Formazione delle Arenarie di Val Gardena (si veda Capitolo 8) per una descrizione dettagliata. La roccia mostra un significativo arricchimento in Silice che supporta l'arricchimento in quarzo dalle osservazioni macroscopiche.

Formazione a Bellerophon (BEL)

Nell'areale di studio, questa formazione del Changhsingiano affiora in due porzioni opposte (*Figura 6.7*): una parte degli affioramenti si trova a NW sul lato orientale di Malga Costoncella (fuori area), l'altra a SE, presso Malga Fosse di Sopra. Entrambe le facies sono state osservate. La facies Fiammazza (*Figura 6.8a*), che si trova stratigraficamente più in basso, è rappresentata da sottili livelli dolomitici che si alternano a livelli gessoso-anidritici, spesso sono presenti interstrati scuri ricchi di argilla (*Figura 6.9*). Le dolomie sono spesso cariate e di colore giallo chiaro. All'affioramento la Formazione si presenta fittamente laminata come un litotipo a bassa durezza (si segna facilmente con l'unghia). La facies Badiota, stratigraficamente più in alto (*Figura 6.8b*), invece, è stata riconosciuta come un calcare grigiastro o di color nero, mancante di gesso/anidrite e reagente con HCl. I depositi di questa unità comportano morfologie a dolina e piccole colline.

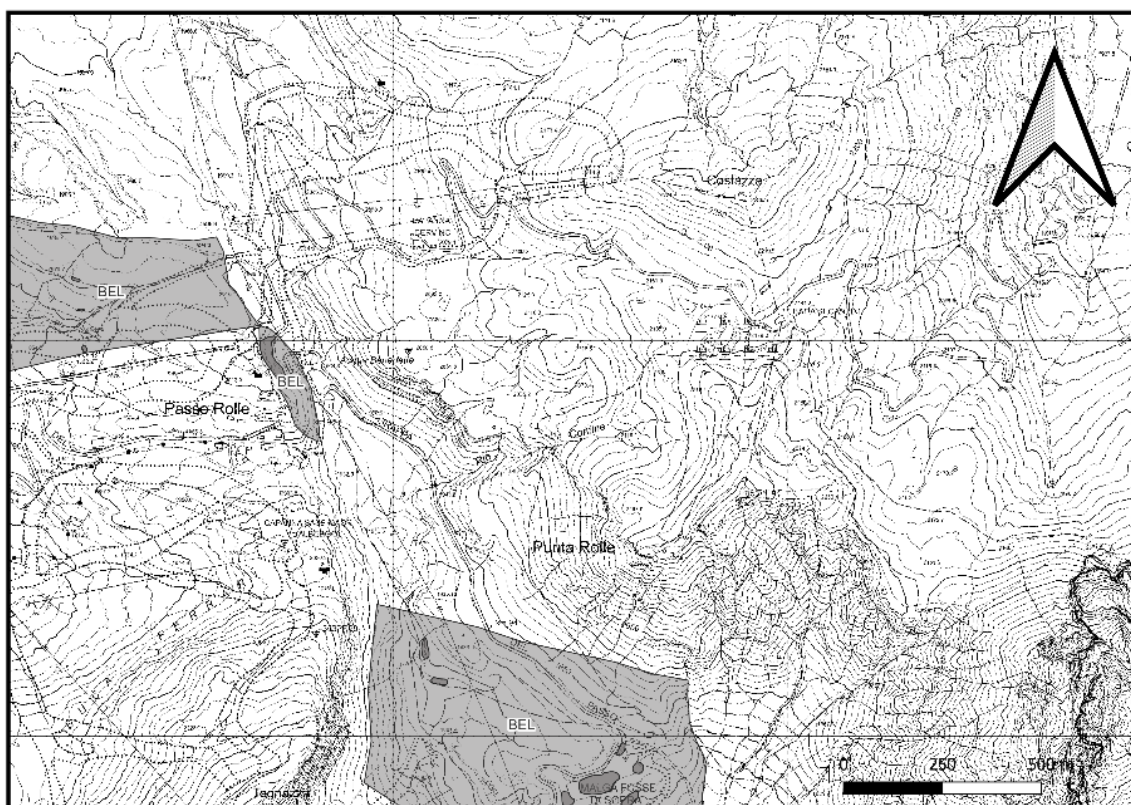


Figura 6.7: carta dell'areale di studio semplificata. In evidenza la Formazione a Bellerophon. Figura creata con QGIS.

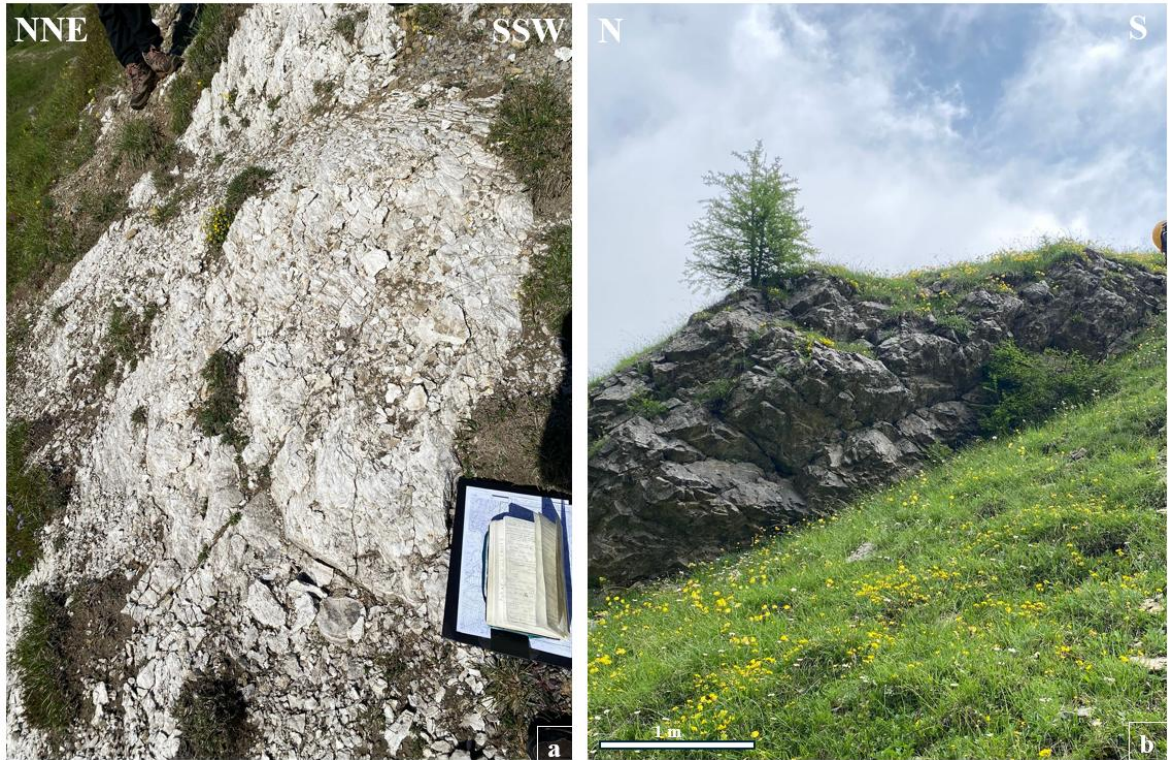


Figura 6.8: a) Facies Fiammazza, presso Malga Fosse di Sopra. Considerare il quaderno come scala (15 cm ca.); b) Facies Badiota, presso il corso del Fiume Cismon.



Figura 6.9: campione a mano di BEL raccolto in affioramento.

Formazione di Werfen: affiora nella porzione nordorientale dell'areale rilevato. Si compone di nove membri che saranno discussi a seguire.

Membro di Tesero e Membro di Mazzin (WTM)

Questi due Membri, che in questa trattazione vengono accorpati per semplicità, anche se mostrano delle differenze, affiorano alla base di Punta Rolle e nella porzione centrorientale della carta (*Figura 6.10*). L'intervallo temporale che ricoprono va dal Changhsingiano all'Induano.

Gli affioramenti posti a S di Punta Rolle sono stati analizzati attraverso osservazioni al binocolo dal sentiero a N di Malga Fosse di Sopra, perché risultavano impossibili da raggiungere.

Entrambi i Membri sono stati osservati da vicino lungo il corso del Fiume Cismon. Da un punto di vista litostratigrafico, il Tesero (Membro inferiore) è descritto come un calcare molto alterato giallo-grigio con ooliti e frammenti di bivalvi e gasteropodi (*Figura 6.11a*). Il Mazzin, invece, è descritto come un calcare marnoso, grigio, nodulare (*Figura 6.11b*). Possono essere presenti bioturbazioni, *pipes* e geometrie convolute, oltre a interstrati marnosi. Solitamente questo Membro affiora in bancate.

Il Membro Tesero-Mazzin tende ad essere molto competente e può formare scarpate subverticali.

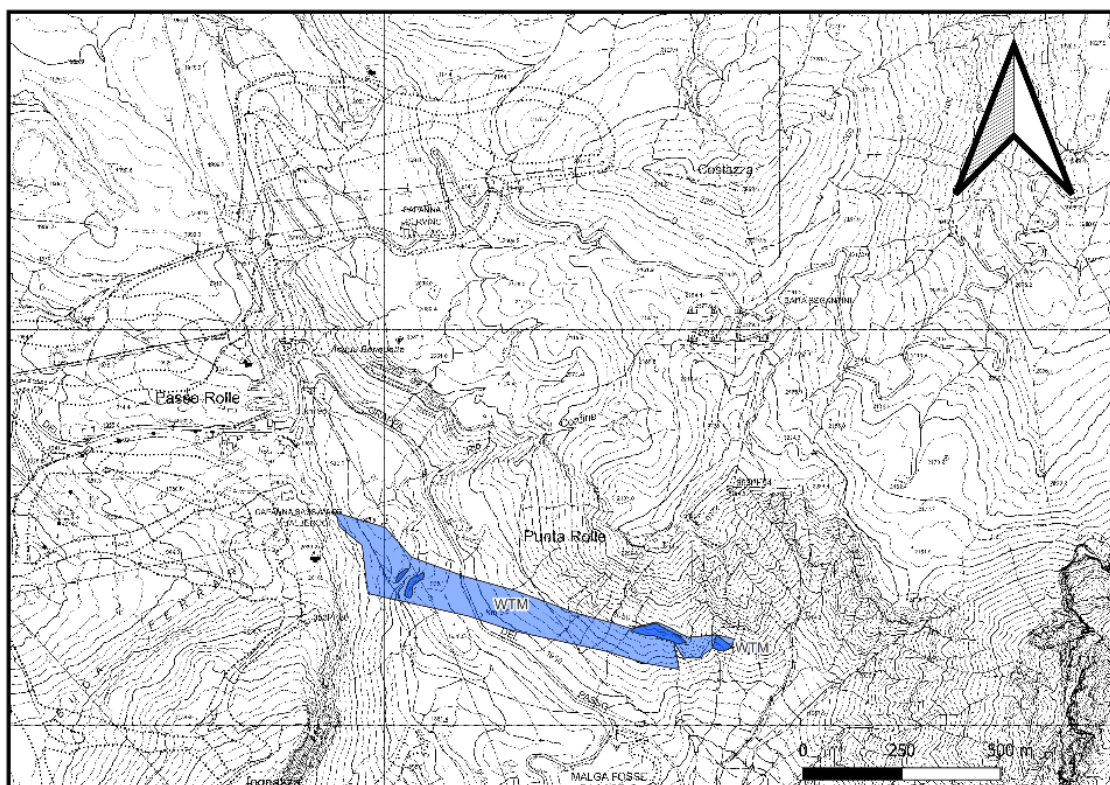


Figura 6.1.10: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza il Membro di Tesero e il Membro di Mazzin. Figura creata con QGIS.



Figura 6.11: a) Membro di Tesero fortemente alterato, considerare come scala il rilevatore accanto all'affioramento; b) Membro di Mazzin.

Membro di Andraz (WAN)

Questo Membro dell'Induano della Formazione di Werfen non è stato osservato da vicino. Lungo la Strada Grappa del Passo, guardando verso Rio Confine, è stato individuato un singolo affioramento. Tuttavia, era troppo distante e nascosto per essere descritto dal punto di vista litostratigrafico. Il riconoscimento si è basato sulla presenza di terra color rosso-vinaccia. In carta è stato comunque segnalato (*Figura 6.12*), e per completezza sarà allegata anche la *Figura 6.13* per meglio mostrarne l'entità.

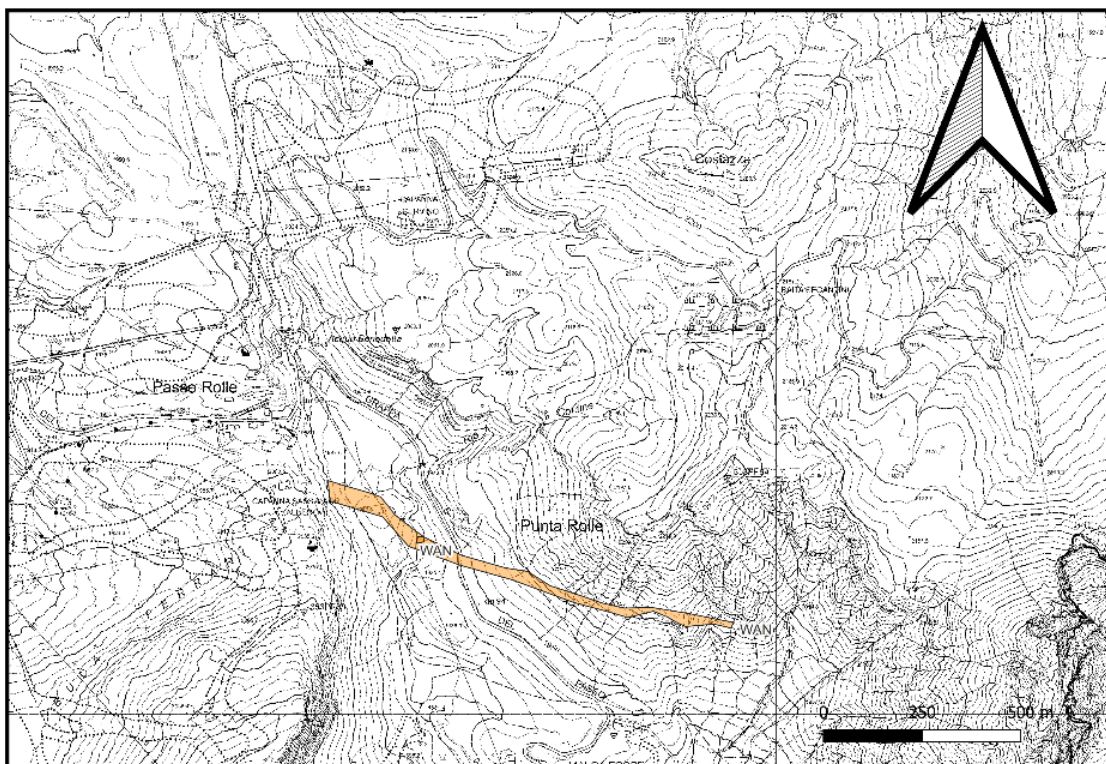


Figura 6.12: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza il Membro di Andraz. Figura creata con QGIS.



Figura 6.13: affioramento di Andraz in secondo piano. Considerare come scala gli alberi presenti (5 m ca.).

Membro di Siusi (WSI)

Questo Membro dell'Induano affiora attorno a Punta Rolle, costeggia la Strada Grappa del Passo e affiora sino a N di Passo Rolle, nel cuore dell'area di studio (Figura 6.14).

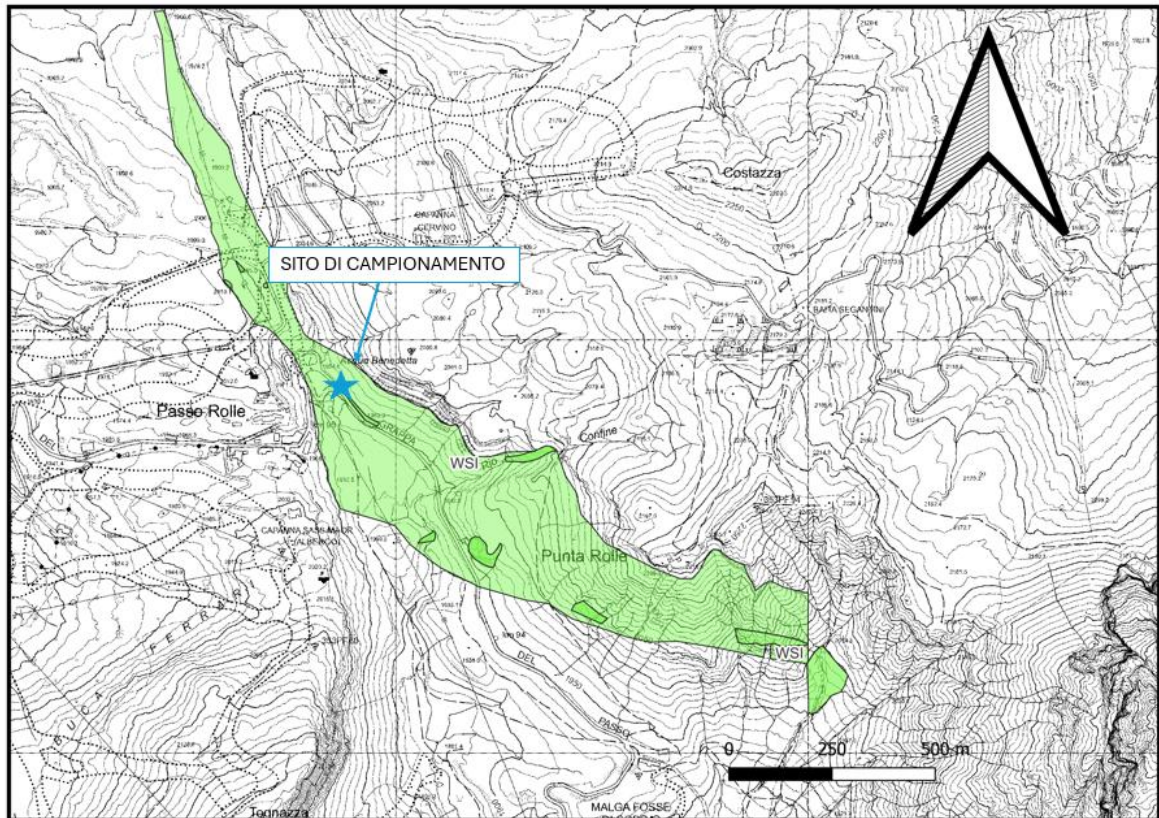


Figura 6.14: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza il Membro di Siusi. Figura creata con QGIS.

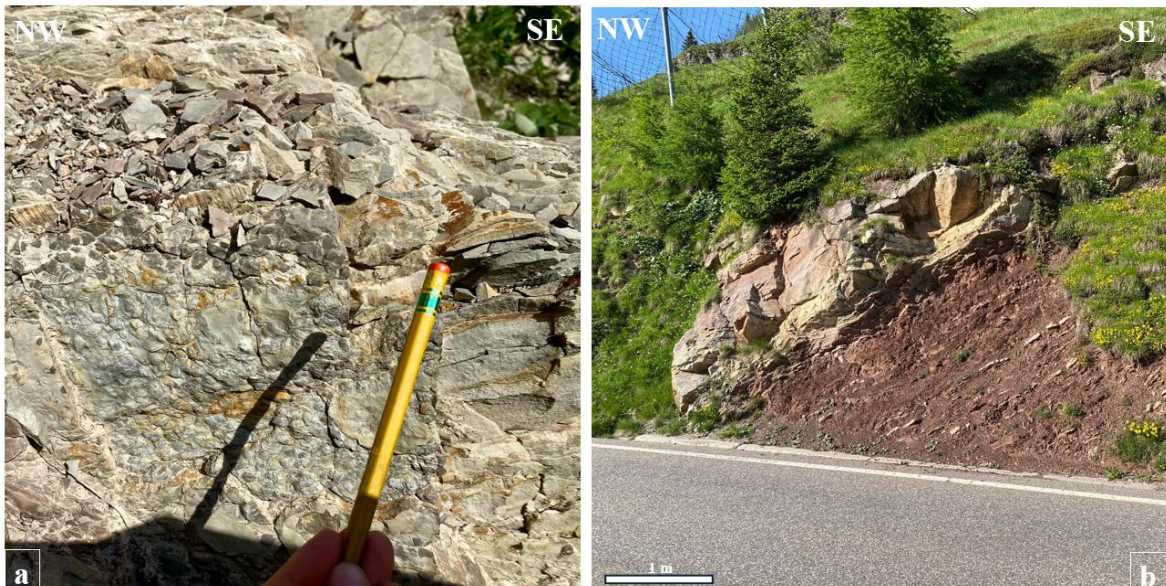


Figura 6.15: a) dettaglio di una porzione di affioramento, in cui sono visibili i fossili di Claraia e altri molluschi (gasteropodi e bivalvi), considerare come scala la matita (10 cm ca.); b) affioramento del Membro di Siusi in cui è ben visibile la grande variabilità litologica che lo caratterizza. Entrambi sono esposti al bordo della Strada Grappa del Passo.

Tabella 2: lista degli elementi analizzati, con la loro sigla, coordinate, roccia madre e suolo derivato.

Sample	D1 WSI	D1 WSI SUOLO
est	1714936.70	1714936.70
nord	5130849.90	5130849.90
tipo	roccia	suolo
SiO₂ (wt%)	36.88	51.87
TiO₂	0.40	0.86
Al₂O₃	10.73	19.77
Fe₂O₃	2.92	6.80
MnO	0.09	0.12
MgO	5.24	3.04
CaO	18.60	1.28
Na₂O	0.62	0.58
K₂O	3.16	5.16
P₂O₅	0.13	0.17
LOI	21.23	10.36
As (mg/kg)	6	25
Ba	226	493
Br	2	2
Ce	65	112
Cl	210	140
Co	5	20
Cr	38	78
Cu	30	27
Ga	11	21
Hf	7	2
La	36	51
Mo	2	2
Nb	12	17
Nd	12	35
Ni	25	44
Pb	10	34
Rb	90	156
S	100	160
Sc	14	7
Sn	2	3
Sr	150	134
Th	6	12
U	3	5
V	50	122
W	4	3
Y	27	42
Zn	46	86
Zr	120	172

Il litotipo è caratterizzato da calcari marnosi, fittamente stratificati, spesso con livelli fossiliferi (*Figura 6.15a*) di bivalvi (generalmente *Claraia*) e gasteropodi.

Le osservazioni effettuate alla scala dell'affioramento hanno permesso di individuare un'importante variabilità all'interno del Membro stesso, in termini litologici e stratigrafici. Questa variabilità si esprime in un'alternanza di calcari grigiastri con un'importante componente fossilifera e strati decimetrici, e di rocce a predominante componente silicolastica di color rossiccio, con intercalazioni carbonatiche e laminazione (*Figura 6.15b*). Il limite litologico superiore con il Membro delle Ooliti a Gasteropodi è stato osservato a Nord di Punta Rolle.

La Tabella 2 mostra i dati chimici derivati dall'analisi di campioni di rocce e di suolo raccolti in un affioramento del Membro di Siusi (si veda Capitolo 8) ed evidenzia un campione di roccia a carattere prevalentemente marnoso.

Membro dell'Oolite a Gasteropodi (WOG)

Affiora a N di Punta Rolle, attraversando il nucleo dell'area di studio, fino a NE di Passo Rolle (*Figura 6.16*).

Il Membro è composto da calcari fossiliferi e calcareniti oolitiche di colore grigio chiaro. Al tetto del Membro le rocce si presentano con una fitta alternanza di strati da competenti a meno competenti. In un affioramento in particolare sono state osservate forme di fondo in uno strato spesso 30-40 cm e strutture da riempimento d'acqua. (*Figura 6.17a*). Nei campioni a mano, raccolti in diversi punti di uno stesso affioramento, è visibile quanto sia predominante la tendenza a trasformarsi in un litotipo più terrigeno (*Figura 6.17b*), verso il limite superiore. Il limite graduale con il Membro di Campil è stato osservato ed analizzato (*Figura 6.18*).

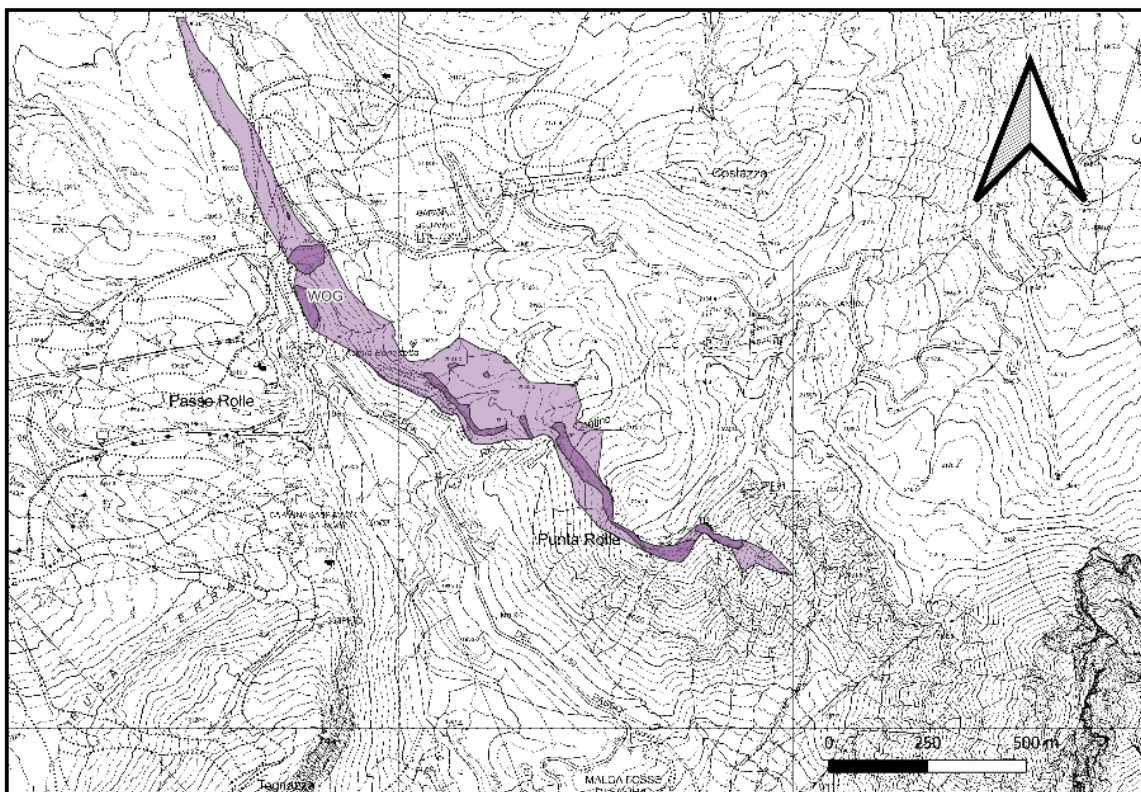


Figura 6.16: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza il Membro delle Ooliti a Gasteropodi. Figura creata con QGIS.



Figura 6.17: a) affioramento situato nei pressi di Fonte Benedetta, che mostra un'alternanza di carattere litologico all'interno dello stesso Membro, oltre che una chiara stratificazione decorata di forme di fondo e strutture da riempimento d'acqua (segnalate in bianco); b) campioni a mano raccolti nei pressi di Passo Rolle in due punti a quote diverse dello stesso affioramento. Si nota che il campione CG2 (a sinistra) tende ad essere più rossastro, indicando una maggiore componente terrigena e la vicinanza con il limite superiore, verso il Membro di Campil.

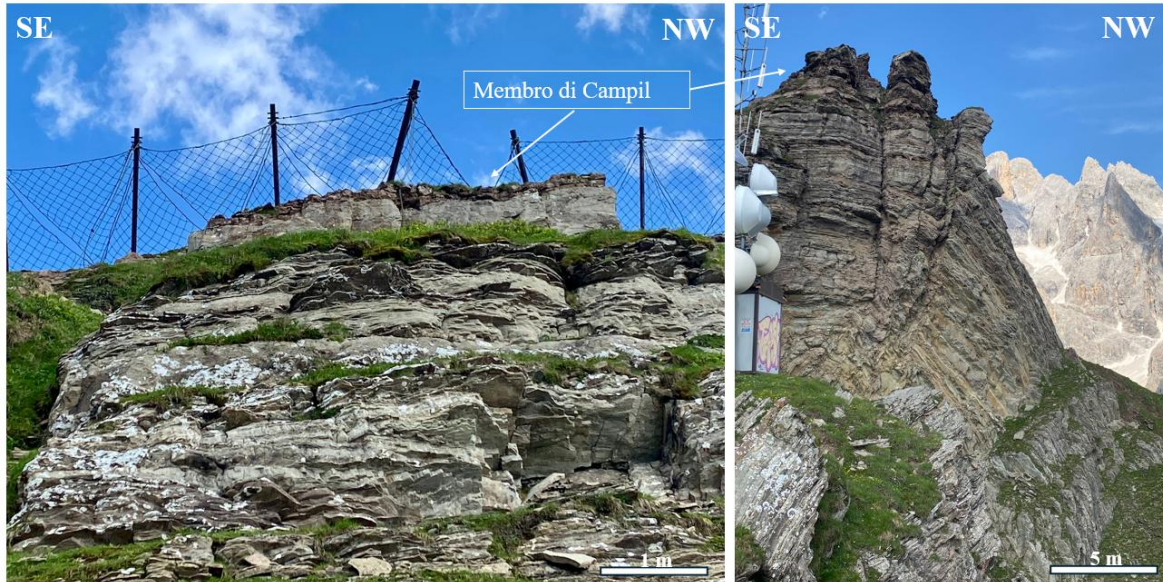


Figura 6.18: affioramenti di OG di dimensioni ragguardevoli a NE di Punta Rolle. Si nota il passaggio graduale al Membro di Campil di più ridotto spessore, che compone la parte sommitale di questi affioramenti.

Membro di Campil (WCA)

Questo Membro affiora seguendo per lo più l'andamento del Membro delle Ooliti a Gasteropodi (*Figura 6.19*), con l'eccezione che si può osservare subito a W di Baita Segantini (toponimo fuori areale di studio). In affioramento (*Figura 6.20*) si presenta con siltiti e areniti color rosso mattone laminate, ricche in fillosilicati e in fossili (*Figura 6.21a*) (prevalentemente bivalvi). Sono anche riconoscibili forme di fondo (*Figura 6.21b*).

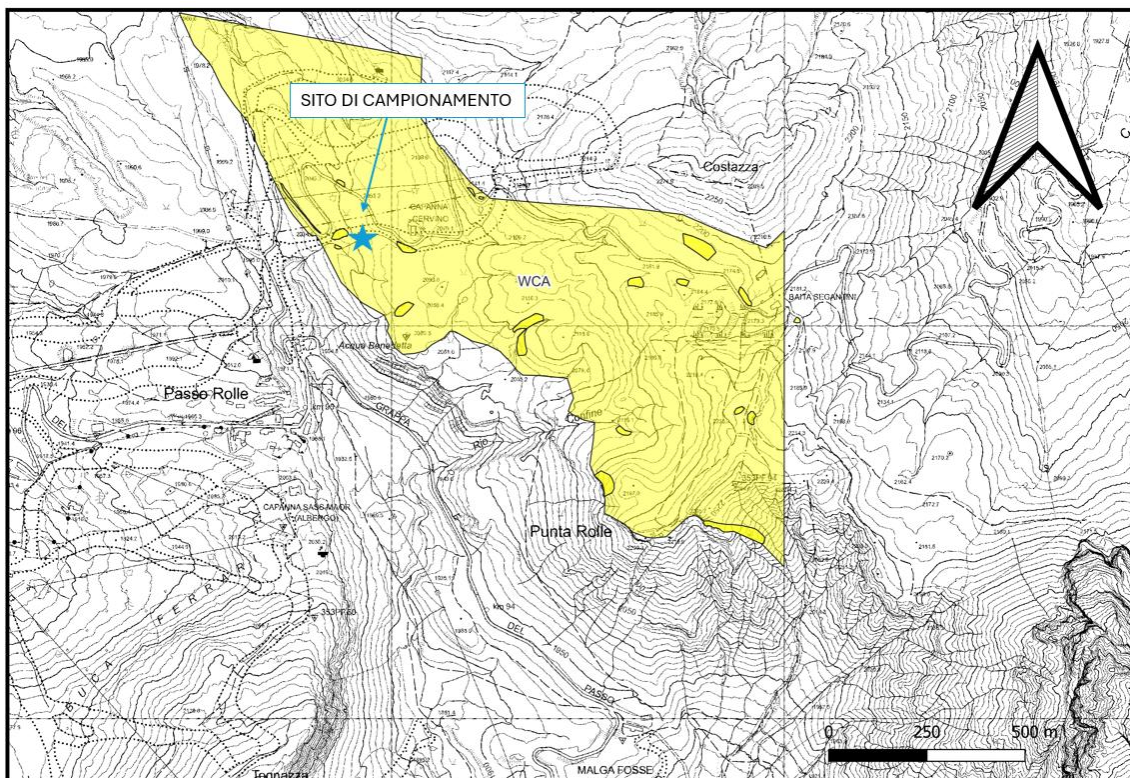


Figura 6.19: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza il Membro di Campil. Figura creata con QGIS.

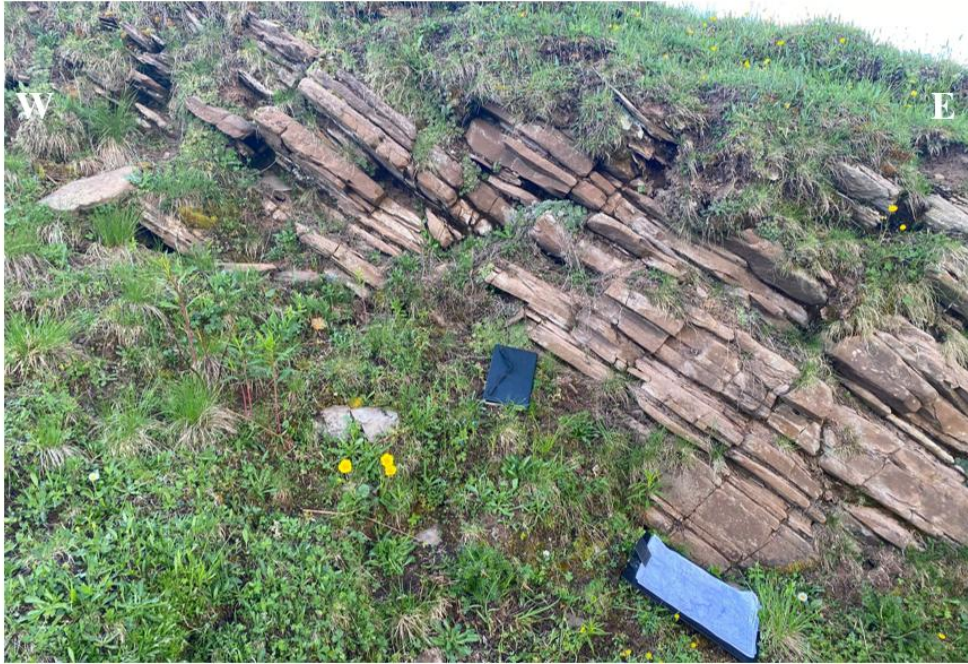


Figura 6.20: affioramento del Membro di Campil a S di Baita Segantini. Considerare come scala il quaderno di campagna (15 cm ca.)

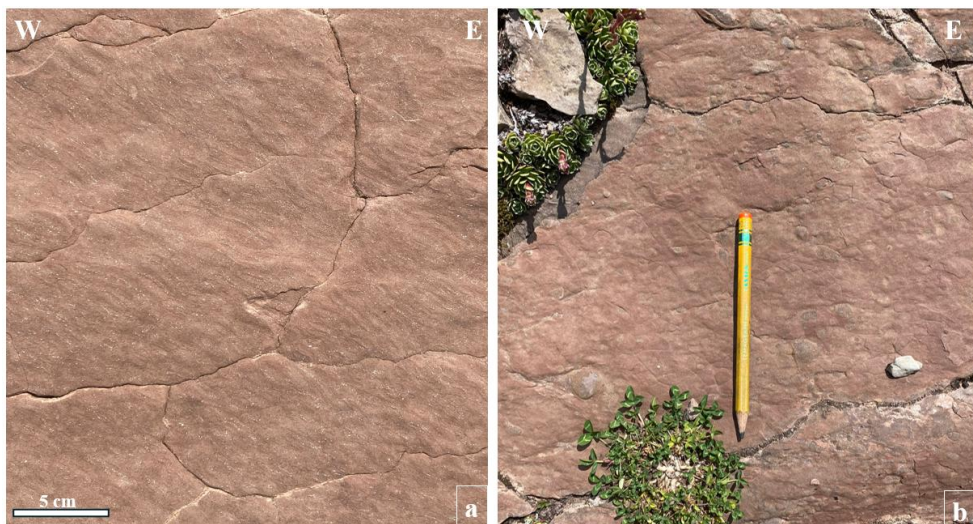


Figura 6.21: a) dettaglio di forme di fondo (ripple da onda) e b) fossili di bivalvi trovati nello stesso affioramento sul sentiero che porta a Passo Rolle. Considerare come scala la matita (10 cm ca.).

È stato trovato un affioramento del Membro di Campil identificato come un orizzonte da slump, a causa della mancanza di strati o laminazioni ben definiti e della loro casualità, oltre che per la presenza di forme particolarmente convolute e sovrapposte le une alle altre (Figura 6.22).

Di seguito la Tabella 3 mostra i dati chimici derivati dall'analisi di campioni di rocce e di suolo raccolti in un affioramento del Membro di Campil (si veda Capitolo 8), che suggeriscono un campione prevalentemente silicatico e a granulometria prevalentemente fine.

Tabella 3: lista degli elementi analizzati, con la loro sigla, coordinate, roccia madre e suolo derivato.

Sample	D2 WCA	D2 WCA SUOLO
est	1714904.95	1714904.95
nord	5131217.41	5131217.41
tipo	roccia	suolo
SiO₂ (wt%)	54.31	58.58
TiO₂	0.80	0.97
Al₂O₃	17.72	19.75
Fe₂O₃	5.73	5.98
MnO	0.08	0.10
MgO	2.36	2.59
CaO	5.66	0.52
Na₂O	0.77	0.84
K₂O	4.03	4.26
P₂O₅	0.15	0.14
LOI	8.39	6.28
As (mg/kg)	16	57
Ba	422	475
Br	2	2
Ce	89	85
Cl	160	130
Co	15	17
Cr	68	82
Cu	35	30
Ga	18	21
Hf	2	2
La	41	55
Mo	2	2
Nb	18	20
Nd	41	44
Ni	40	46
Pb	19	222
Rb	125	144
S	30	30
Sc	21	10
Sn	4	4
Sr	188	156
Th	10	15
U	4	4
V	104	123
W	2	4
Y	38	43
Zn	76	87
Zr	170	223



Figura 6.22: orizzonte da slump nel Membro di Campil, nei pressi di Baita Segantini. Considerare come scala il martello (30 cm ca.).

Membro di Val Badia (WVB)

Il Membro affiora a Cima Costazza e a N di Capanna Cervino, esclusivamente nella zona settentrionale dell'area di studio (*Figura 6.23*).

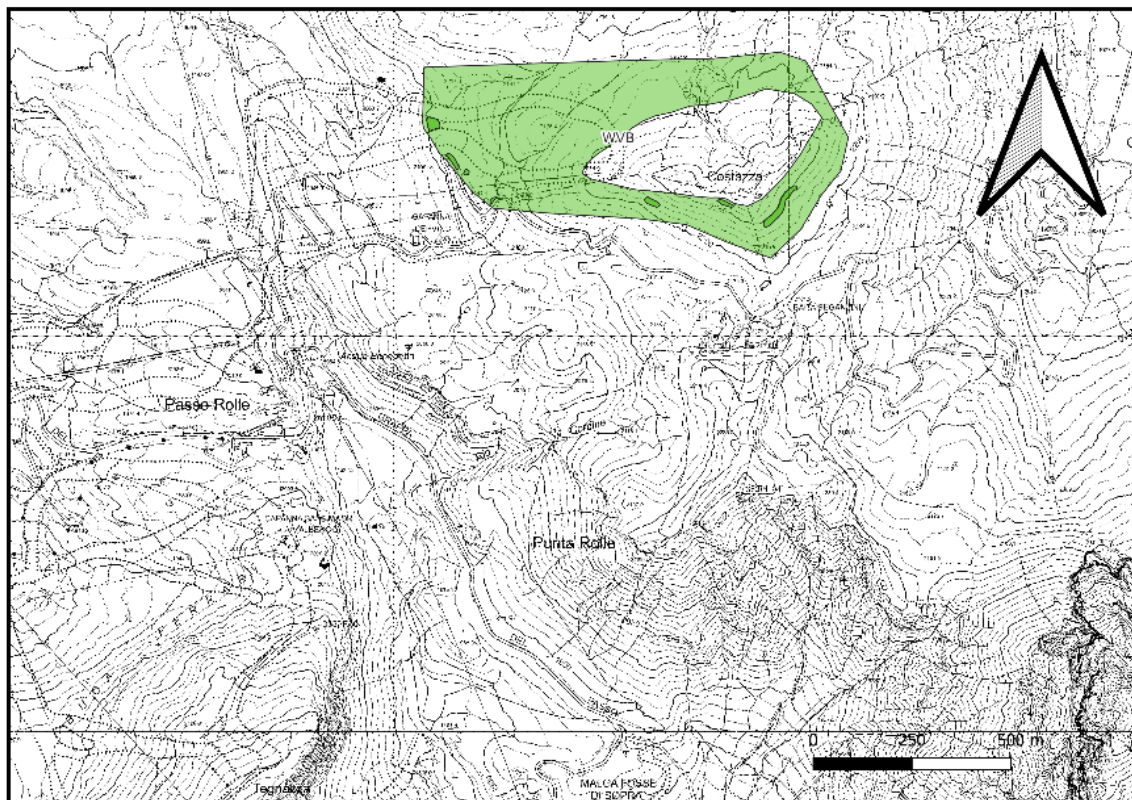


Figura 6.23: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza il Membro di Val Badia. Figura creata con QGIS.

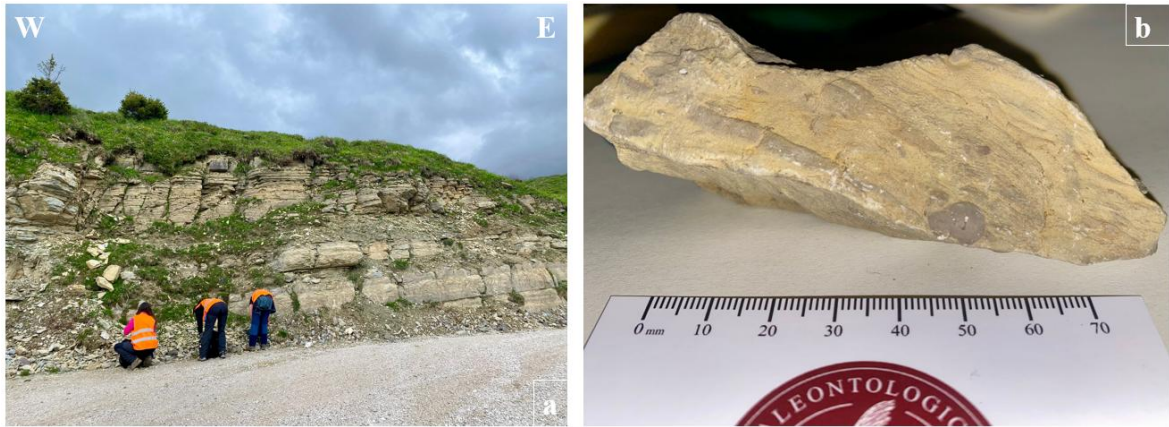


Figura 6.24: a) affioramento del Membro di Val Badia presso il sentiero di Passo Rolle. Notare i banchi calcarei e la stratificazione piano parallela. Considerare come scala i rilevatori presenti alla base dell'affioramento. In questo affioramento è stato trovato l'ammonoide del genere *Tirolites* ed è stato raccolto il campione b) caratterizzato da un livello di tempestiti e qualche fossile di bivalve/gasteropode.

Si tratta di affioramenti con banchi di 50 cm/1 m di calcareniti e calcari siltosi, alternati a livelli più sottili marnosi, generalmente con strati piano-paralleli (Figura 6.24a). Il colore varia da grigio-giallastro a verde. La roccia può presentarsi notevolmente alterata e caratterizzata da intensa bioturbazione e sono stati osservati livelli di tempestiti (Figura 6.24b), *tension gashes*. Il contenuto fossilifero è caratterizzato prevalentemente da bivalvi e gasteropodi, anche se è stato osservato un ammonoide del genere *Tirolites*.

Membro di Cencenighe e Membro di San Lucano (WCL)

Questi due Membri sono stati accorpati nelle fasi di rilevamento e lo saranno anche in carta. Affiorano esclusivamente nella porzione NE dell'area di studio con affioramenti sporadici e spesso mal preservati nei pressi di Cima Costazza (Figura 6.25).

Uno dei pochi affioramenti analizzati (Figura 6.26) era caratterizzato da calcari marnosi oolitici rossi e banchi di calcareniti dolomitizzate cariate con vescicole di forma varia, di colore rosa o giallo. Si mostra massivo ed altamente eroso. Queste caratteristiche sono diagnostiche del Membro di Cencenighe. Il Membro di San Lucano, invece, non è stato osservato.

La Tabella 4 mostra i dati chimici derivati dall'analisi di campioni di rocce e di suolo raccolti in un affioramento del Membro di Cencenighe (si veda Capitolo 8), che evidenzia un campione di roccia prevalentemente calcarea.

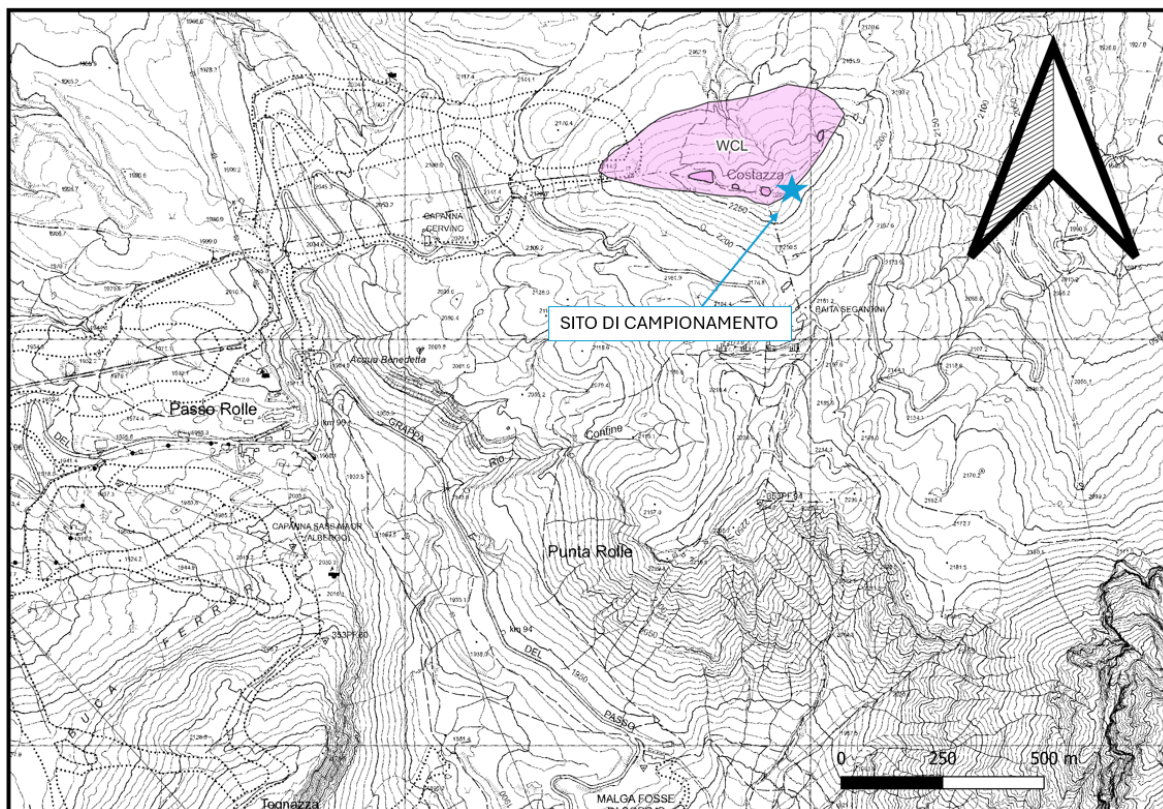


Figura 6.25: carta semplificata dell'areale di studio. In evidenza i Membri di Cencenighe e San Lucano. Figura creata con QGIS.



Figura 6.26: a) affioramento di CEN in cima al Monte Costazza. Considerare come scala il quaderno di campagna (15 cm ca.); b) campioni a mano di CEN raccolti presso lo stesso affioramento. Notare che il campione a destra presenta ooliti ed è più rossiccio di quello a sinistra descritta come una calcarenite cariata di colore giallo tendente al rosa.

Oltre alle unità geologiche appena descritte, erano presenti anche corpi filoniani triassici e coperture quaternarie, che sono stati analizzati e descritti allo stesso modo. Qui di seguito i risultati del rilevamento di questi elementi.

Tabella 4: lista degli elementi analizzati, con la loro sigla, coordinate, roccia madre e suolo derivato.

Sample	D4 WCL	D4 WCL SUOLO
est	1715935.23	1715935.23
nord	5131377.74	5131377.74
tipo	roccia	suolo
SiO₂ (wt%)	12.36	22.12
TiO₂	0.11	0.27
Al₂O₃	2.60	5.75
Fe₂O₃	1.03	2.09
MnO	0.04	0.07
MgO	9.07	11.65
CaO	34.97	22.21
Na₂O	0.13	0.17
K₂O	1.26	2.18
P₂O₅	0.11	0.15
LOI	38.32	33.34
As (mg/kg)	3	9
Ba	3	106
Br	2	3
Ce	30	52
Cl	220	220
Co	2	2
Cr	13	24
Cu	12	16
Ga	2	5
Hf	2	3
La	11	21
Mo	2	2
Nb	5	9
Nd	8	17
Ni	12	18
Pb	6	17
Rb	27	56
S	900	590
Sc	7	15
Sn	5	2
Sr	148	158
Th	5	7
U	2	2
V	8	27
W	2	5
Y	12	22
Zn	16	35
Zr	66	123

Corpi filoniani del Triassico Medio

Affiorano tagliando in discordanza le Arenarie di Val Gardena (*Figura 6.27*) nella zona di Passo Rolle, il Membro di Cencenighe su Cima Costazza (*Figura 6.28*) e il Membro di Val Badia a NE di Capanna Cervino.

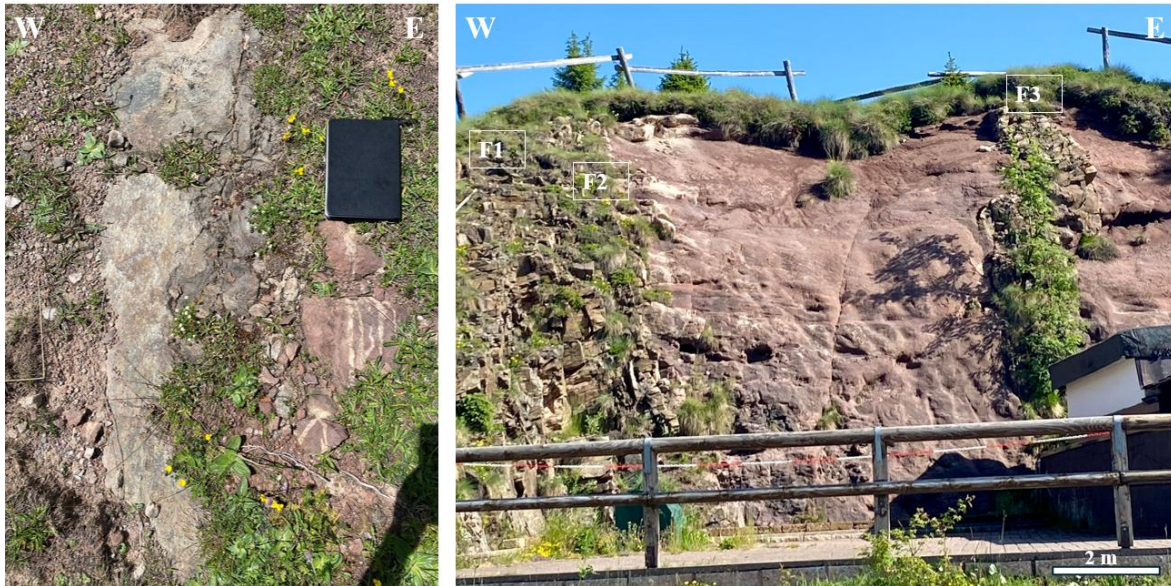


Figura 6.27: a) filone che attraversa in discordanza un affioramento di AVG. Considerare come scala il quaderno di campagna (15 cm ca.). b) affioramento di AVG presso la Strada Grappa del Passo all'inizio di Passo Rolle, che mostra 3 filoni.

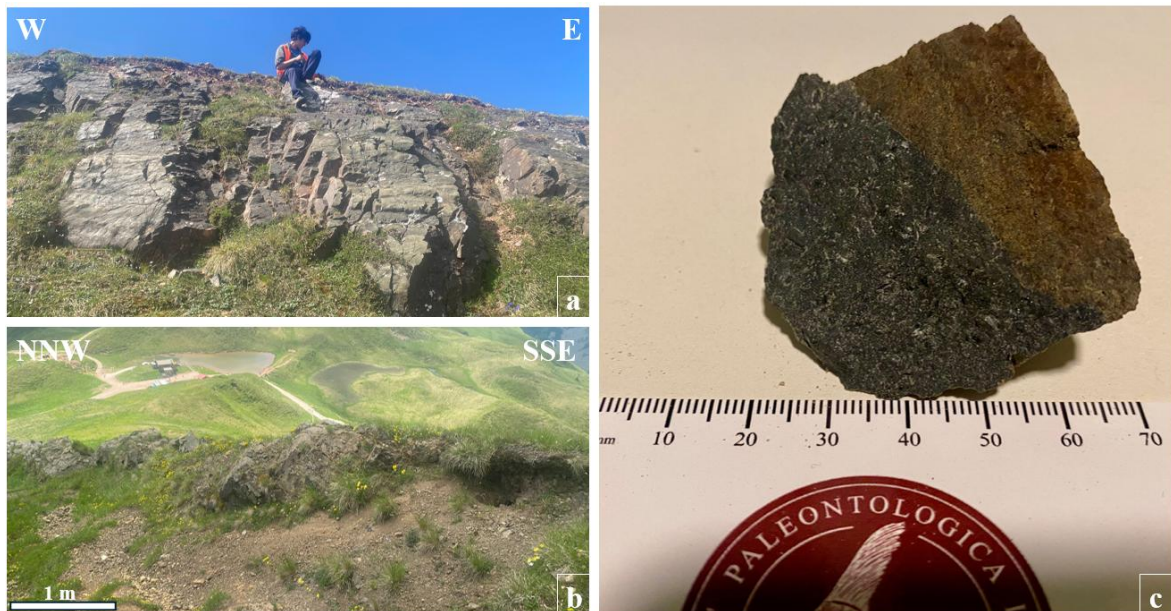


Figura 6.28: a-b) due filoni presenti in cima a Monte Costazza. Considerare come scala il rilevatore in cima all'affioramento; c) campione a mano del filone che attraversa il Membro di Val Badia, nei pressi di Capanna Cervino.

Questi filoni diabasici del Ladinico presentano una tessitura porfirica con fenocristalli di olivina, pirosseni e una pasta di fondo con plagioclasti e pirosseni. Hanno una composizione basaltica.

Depositi quaternari

Sono stati osservati depositi glaciali nell'area NW. Inoltre, in questa zona in corrispondenza degli impluvi erano presenti anche depositi alluvionali. Nella zona corrispondente al versante SE di Cima Tognazza è stato individuato detrito di versante e in egual modo presso

Buca Ferrari e ad E di Malga di Fosse di Sopra, dove affiorano il Membro di Tesero Mazzin e il Membro di Siusi.

I depositi glaciali sono till incoerenti ed eterogranulari, con presenza di massi erratici immersi in un detrito da ghiaioso ad argilloso.

Il detrito di versante si presenta incoerente a blocchi da decimetrici a centimetrici nel talus di versanti e pareti verticali. I clasti hanno una forma da angolare a subangolare.

I depositi alluvionali non sono classati e sono formati da clasti eterogranulari ed eterolitologici da subarrotondati ad arrotondati.

6.2 ASSETTO TETTONICO-STRUTTURALE

L'affioramento di ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino presso la palestra di arrampicata si presenta in due bancate divise da un piano di faglia creatosi in un piano di stratificazione preesistente (*Figura 6.29*). Naturalmente questi depositi si mostrano per lo più massivi a causa del loro meccanismo genetico. Tuttavia, è possibile riconoscere qualche piano di strato, grazie anche alla faglia presente, che permette di ricostruire l'andamento generale della stratificazione.

Inoltre, l'affioramento è pervasivamente fratturato. Infatti, sono state osservate due classi di *joint*: una subparallela alle poche superfici di strato osservate, l'altra a 90° dalla superficie di stratificazione a rappresentare *jointing* da raffreddamento.

Sui piani di faglia sono chiaramente visibili *slickenside* sia di calcite sincinemica sia di carbonati tettonici.

Il generale andamento della stratificazione risulta immergere a NNW (330°) con inclinazioni di circa 20°. Le faglie presenti hanno cinematica normale, nonostante una sola sia obliqua. Alcune faglie e fratture si presentano coniugate. L'andamento delle fratture risulta caotico, ma è riconoscibile una famiglia di fratture (J1) che immerge a SE con angoli di inclinazione molto elevati (70°-80°) e una seconda famiglia che taglia la prima (J2) (*Figura 6.30*), suggerendo che J1 siano formatesi prima di J2. La loro spaziatura varia da centimetrica a metrica.

In un secondo affioramento a N di Capanna Sass Maor Albergo è stata individuata una chiara fessurazione colonnare (*Figura 6.32*). Anche in questo caso, sono state ricavate le misure della pervasiva fratturazione (*Figura 6.30*), ma non è stata individuata alcuna superficie di strato, in quanto il deposito si presentava massivo. Qui, le fratture immergono generalmente a SSE con inclinazioni elevate, ricordano quindi la famiglia J1 sopra citata.



Figura 6.29: affioramento presso la palestra di arrampicata, dove sono visibili le due bancate principali divise da S0 (in rosso) e pervasivamente fratturate da almeno due famiglie di fratture J1-J2 (giallo-verde). È indicato anche il piano di faglia F (in arancione), riattivatosi sulle superfici di strato. Considerare come scala i rilevatori accanto all'affioramento.

Cima Tognazza (Figura 6.31), osservata da Malga Fosse di Sopra, ha restituito informazioni fondamentali riguardo i set di fratture da raffreddamento e ha confermato l'andamento delle giaciture. Inoltre, è stato traguardata la giacitura di uno specchio di faglia, che risulta immergere a SE di circa 60° .

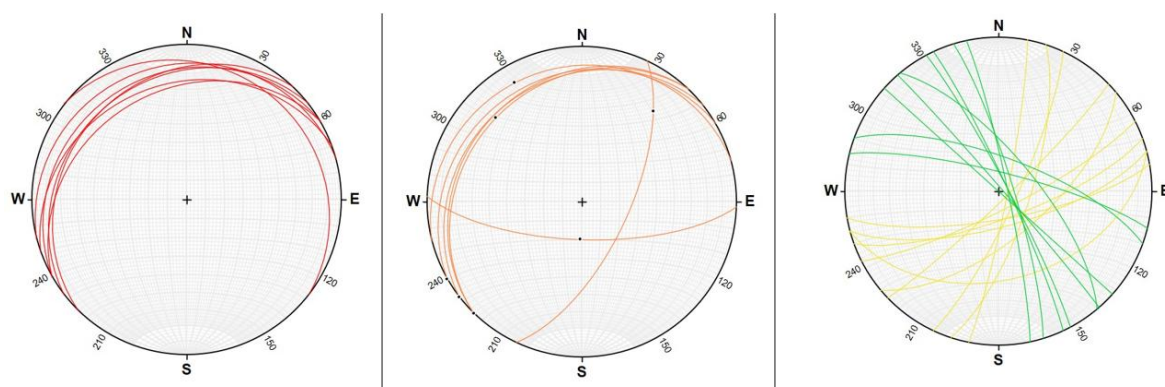


Figura 6.30: tre reticoli stereografici rappresentanti l'andamento delle giaciture (prima figura a sinistra), delle faglie (figura al centro) con i relativi pitch e delle famiglie di fratture (terza figura a destra). Le fratture della famiglia J1 sono rappresentate in giallo, mentre quelle della famiglia J2 in verde. Si nota come la maggior parte delle faglie misurate segua l'andamento delle superfici di strato, utilizzate come piani di riattivazione. Analisi effettuata con Stereonet.

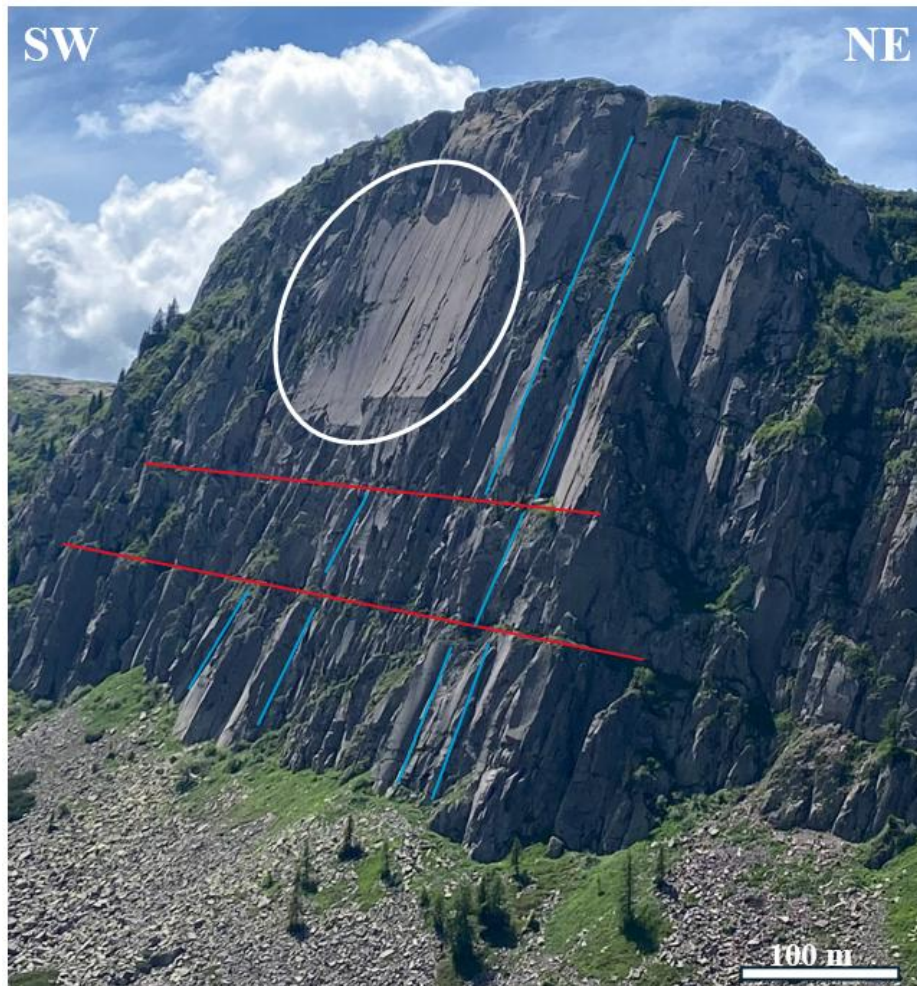


Figura 6.31: Cima Tognazza. In rosso le S0, evidenziato in bianco lo specchio di faglia e in azzurro i joint da raffreddamento.



Figura 6.32: affioramento di ignimbriti con visibile fessurazione colonnare (in azzurro). Considerare come scala i rilevatori accanto all'affioramento.

A W della Faglia di Passo Rolle l'andamento delle giaciture delle Arenarie di Val Gardena e della Formazione a Bellerophon non differiscono tra loro. Verranno comunque presentati i rispettivi Stereonet.

L'andamento delle superfici di strato (*Figura 6.33*) delle Arenarie di Val Gardena è generalmente immergente tra SW e NW con inclinazioni relativamente basse (10° - 30°).

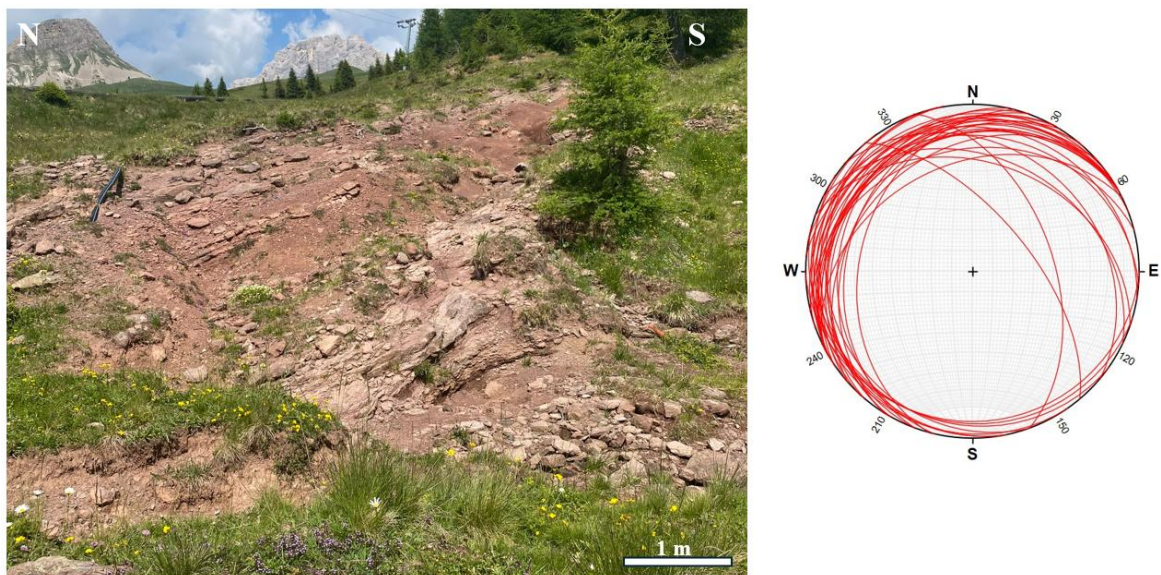


Figura 6.33: andamento delle giaciture delle AVG (in rosso) su un reticolo stereografico e un esempio di queste dall'affioramento a N di Malga Rolle. Analisi effettuata con Stereonet.

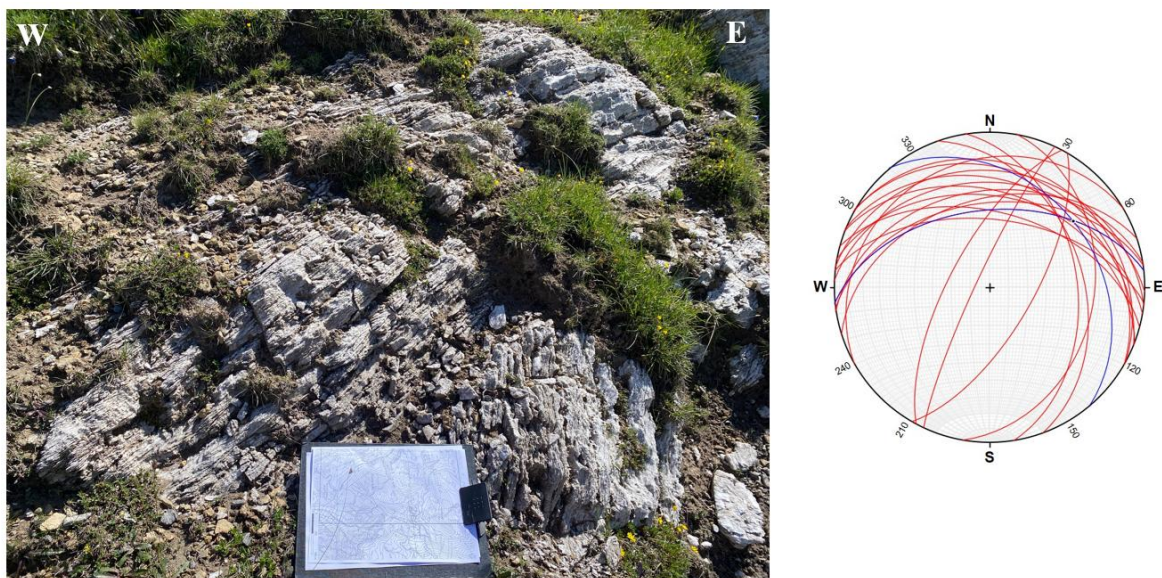


Figura 6.34: affioramento di BEL presso Malga Fosse di Sopra. Questo particolare mostra una piega, i cui fianchi e il suo asse vengono rappresentati sullo Stereonet. Si nota che la stratificazione ha lo stesso andamento. Considerare come scala la cartelletta (20 cm ca.)

Presso Malga Fosse di Sopra la Formazione a Bellerophon si presenta intensamente deformata. Qui la stratificazione risulta caotica, a causa dell'intenso piegamento subito. Di conseguenza, le giaciture misurate in questa zona non saranno considerate come esplicative

dell'assetto generale. Si può, infatti, notare dalla *Figura 6.34* che la stratificazione (ciclografiche rosse) segue l'andamento della piega rilevata in affioramento, segno che la Formazione abbia subito un piegamento pervasivo.

Presso l'areale settentrionale di Passo Rolle, invece, la Formazione a Bellerophon ha una giacitura immergente di 290° - 304° con basse inclinazioni tra 08° - 20° , in accordo con le Arenarie di Val Gardena.

Per quanto riguarda l'assetto tettonico-strutturale della Formazione di Werfen, saranno prima presentati i valori giaciturali di ciascun Membro, dopodiché la trattazione verterà sulle strutture tettoniche e la deformazione osservata. In generale, gli affioramenti osservati ad E della Faglia di Passo Rolle hanno giaciture concordanti, ciò che varia di più è l'inclinazione.

Il Membro di Tesero e il Membro di Mazzin (*Figura 6.35*) si presentano con un'immersione NNW-NE variabile dai 330° ai 030° e un'inclinazione tra 30° (valore più misurato) e 60° .

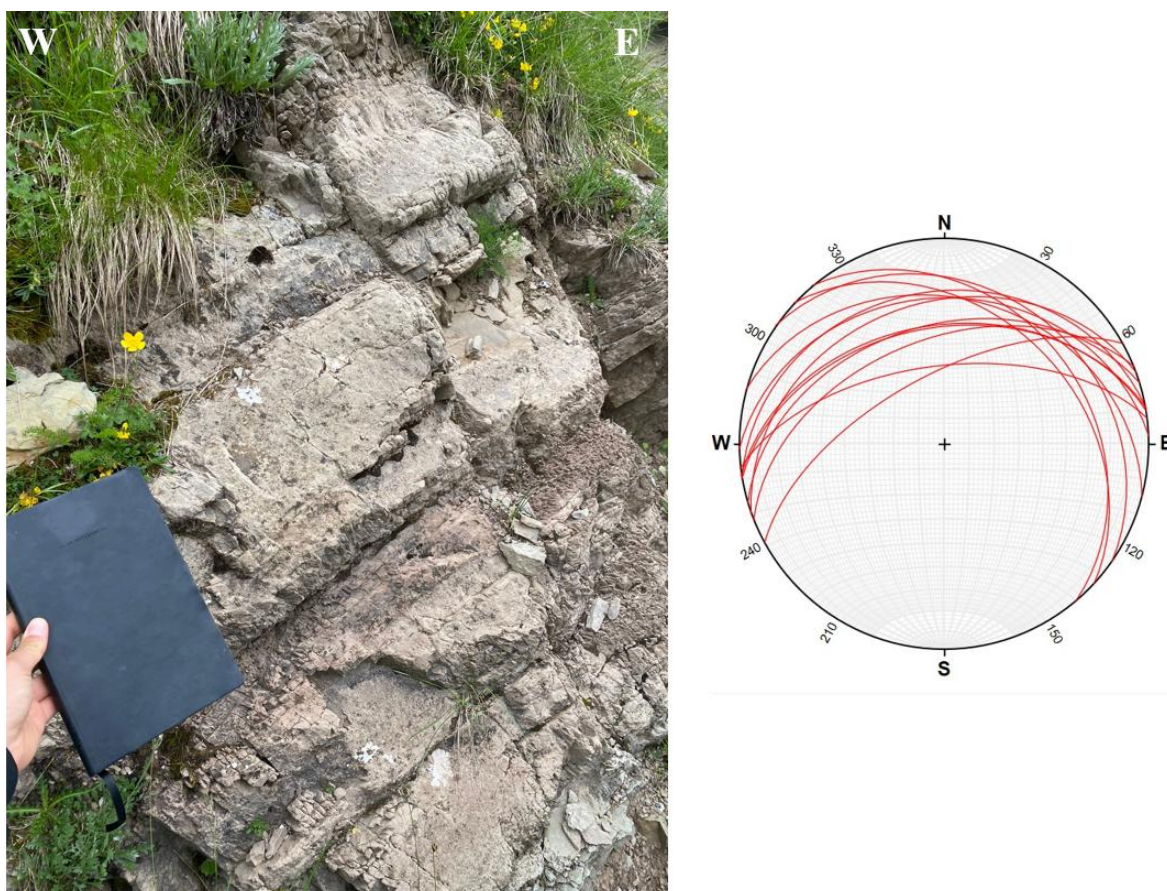


Figura 6.35: proiezione stereografica rappresentante l'andamento delle superfici di strato del Membro di Tesero e del Membro di Mazzin (ciclografiche in rosso). La figura a sinistra rappresenta un affioramento dei suddetti Membri presso Rio Val Confine. Considerare come scala il quaderno di campagna (15 cm ca.). Proiezione creata con Stereonet.

Presso Malga Fosse di Sopra, osservando la parete a NE, è stata analizzata una piega a ginocchio di grande entità (*Figura 6.36*). Le giaciture relative ai fianchi della piega, all'asse della piega e alla superficie assiale sono state traggurate. A causa dell'incertezza della misura, si è analizzata la piega su uno Stereonet, che ha permesso di calcolare l'asse della piega e la superficie assiale, basandosi sulle giaciture dei fianchi e il diagramma π . Per cui, i dati fondamentali sono stati ricavati a posteriori, durante l'analisi e il commento delle giaciture. L'asse della piega risulta con direzione 046° e inclinazione 14° . La superficie assiale è calcolata con immersione 347° e inclinazione 54° . La piega è stata classificata come piega a ginocchio, perché uno dei due fianchi presenta un'inclinazione di 85° .

Subito ad E della piega a ginocchio è stata osservata una piega sinclinale con asse di direzione 030° e inclinazione 15° e superficie assiale con immersione ed inclinazione rispettivamente di $330^\circ/45^\circ$. Anche in questo caso le giaciture sono state traggurate.

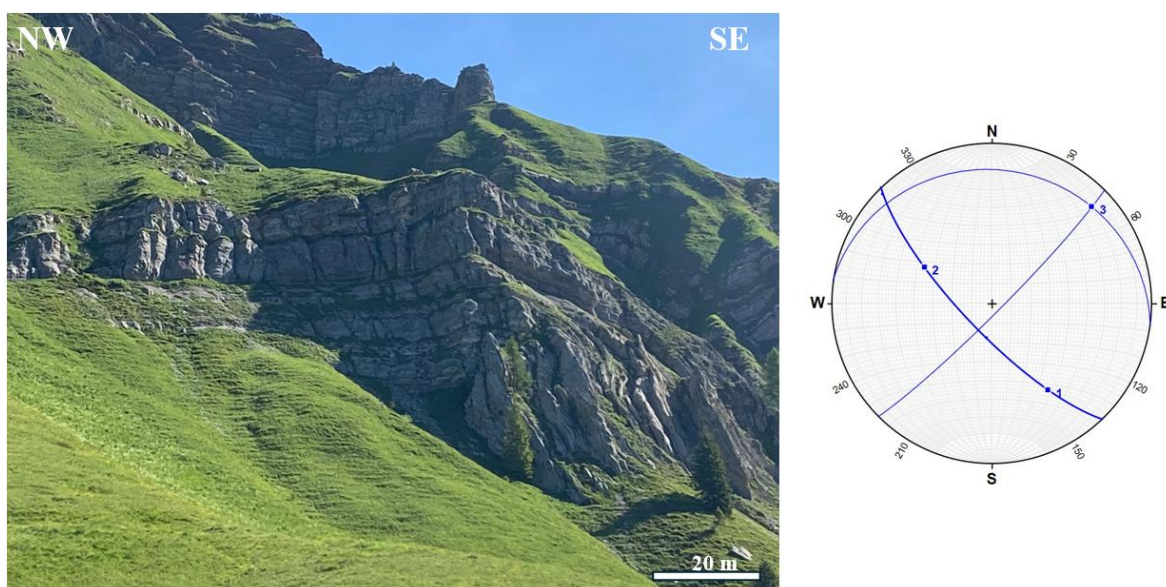


Figura 6.36: immagine della piega a ginocchio del Membro di Tesero e del Membro di Mazzin e rappresentazione delle giaciture degli elementi principali della piega su un reticolo stereografico. In blu i fianchi della piega, il punto numero 3 rappresenta l'asse della piega e la linea blu in grassetto la superficie best fitting dei poli dei fianchi (punti 1-2). Analisi sviluppata con Stereonet.

Il Membro di Andraz non ha fornito affioramenti molteplici e/o ideali per ricavarne un'analisi strutturale dettagliata. Di conseguenza, non verrà discusso. Il suo andamento in carta (Allegati) si basa sull'andamento dei limiti e sugli spessori delle unità osservate, che saranno discussi nel Capitolo 7.

Il Membro di Siusi si presenta intensamente deformato. Sono pervasive le strutture plicative, che rendono, in alcuni affioramenti, complesso comprenderne l'andamento. Tuttavia, lungo la Strada Grappa del Passo è presente un affioramento solo debolmente deformato, che permette di ricavare l'andamento delle superfici di strato di questa unità geologica.

Generalmente il Membro di Siusi immerge verso NNW con inclinazioni variabili tra 10° e 20° .

A costeggiare la suddetta strada, è presente un altro affioramento che presenta una struttura plicativa asimmetrica immergente verso N (*Figura 6.37*) e coricata. L'asse della piega è stato ricavato con il diagramma π ed è risultata con una direzione di 245° e un'inclinazione di 04° , mentre la superficie assiale ha un'immersione di 160° e un'inclinazione di 31° . L'affioramento più vicino a Passo Rolle è interessato anche da due sovrascorrimenti SE immergenti (160°) e 30° di inclinazione, la cui cinematica è stata ricostruita grazie alla presenza di gradini e strie di calcite (*Figura 6.38a*).

Inoltre, set di fratture, superfici di presso-soluzione e conseguenti stiloliti (*Figura 6.38b*) sono state analizzate presso questi affioramenti. Ciò indica che le rocce del Membro di Siusi hanno registrato i *pattern* di deformazione che hanno interessato l'area.

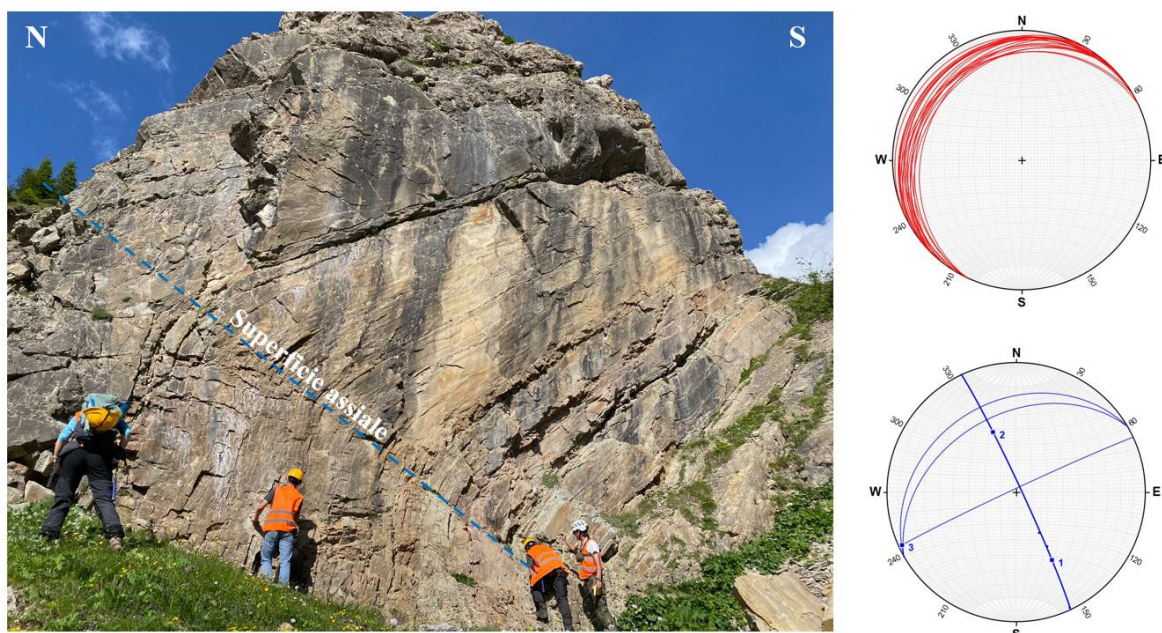


Figura 6.37: affioramento del Membro di Siusi in cui è stata analizzata l'anticlinale sopra citata. Considerare come scala i rilevatori. Le giaciture del Membro sono riportate in rosso sul reticolo stereografico in alto. Quello sottostante rappresenta le giaciture dei fianchi in blu. L'asse della piega (punto 3) è stato ricavato attraverso il plot dei poli dei fianchi (punti 1-2) e della superficie best fitting. Analisi creata con Stereonet.



Figura 6.38: a) affioramento del Membro di Siusi in cui sono visibili due sovrascorrimenti; b) nello stesso affioramento erano presenti anche superfici di presso-soluzione. Considerare come scala la matita (10 cm ca.).

Il Membro delle Ooliti a Gasteropodi si presenta notevolmente deformato. Gli affioramenti a N e ad E di Punta Rolle sono i più significativi, perché interessati da strutture deformative. L'affioramento ad E di Punta Rolle (*Figura 6.39*) presenta un'anticlinale il cui fianco destro è caratterizzata da un'immersione di 172° e inclinazione di 52° , mentre il fianco sinistro immerge a 328° con un'inclinazione di 18° circa. L'andamento della superficie assiale e dell'asse della piega è stato ricavato tramite analisi con il diagramma π su Stereonet. L'asse di piega risulta avere una direzione di 259° e un'inclinazione di 04° . Inoltre, sono presenti anche tre faglie con le seguenti giaciture di immersione e inclinazione: una subverticale con direzione $315^\circ/130^\circ$; $320^\circ/71^\circ$; $310^\circ/50^\circ$. Non è stato possibile indagare la cinematica di queste strutture, a causa della posizione dell'affioramento. Infatti, tutte le misure sono state tralasciate, perché l'affioramento risulta impossibile da raggiungere.

A Nord di Punta Rolle è presente un'altra piega (*Figura 6.40*) la cui orientazione coincide con quella presente nell'affioramento del Membro di Siusi (*Figura 6.37*). Per questo motivo è stata interpretata come la struttura medesima. L'asse della piega risulta infatti avere inclinazione di circa 06° e direzione di 268° . Anche le giaciture della superficie assiale coincidono per immersioni verso SE e inclinazioni di 30° - 40° .

Presso Rio Val Confine, al limite tra Membro delle Ooliti a Gasteropodi e Membro di Siusi, è stata individuata una piega sinclinale con fianco destro immergente a NW (340°) e sinistro immergente a SE (148°) entrambi con 42° di inclinazione, un asse di direzione 064° e inclinazione 05° , superficie assiale con immersione 354° e inclinazione 89° (*Figura 6.41*). In corrispondenza della base di questo affioramento è stato individuato anche una struttura

Layer Parallel Shortening (LPS), ovvero con strati che si sono accorciati in direzione parallela alla loro giacitura originale (orizzontale).

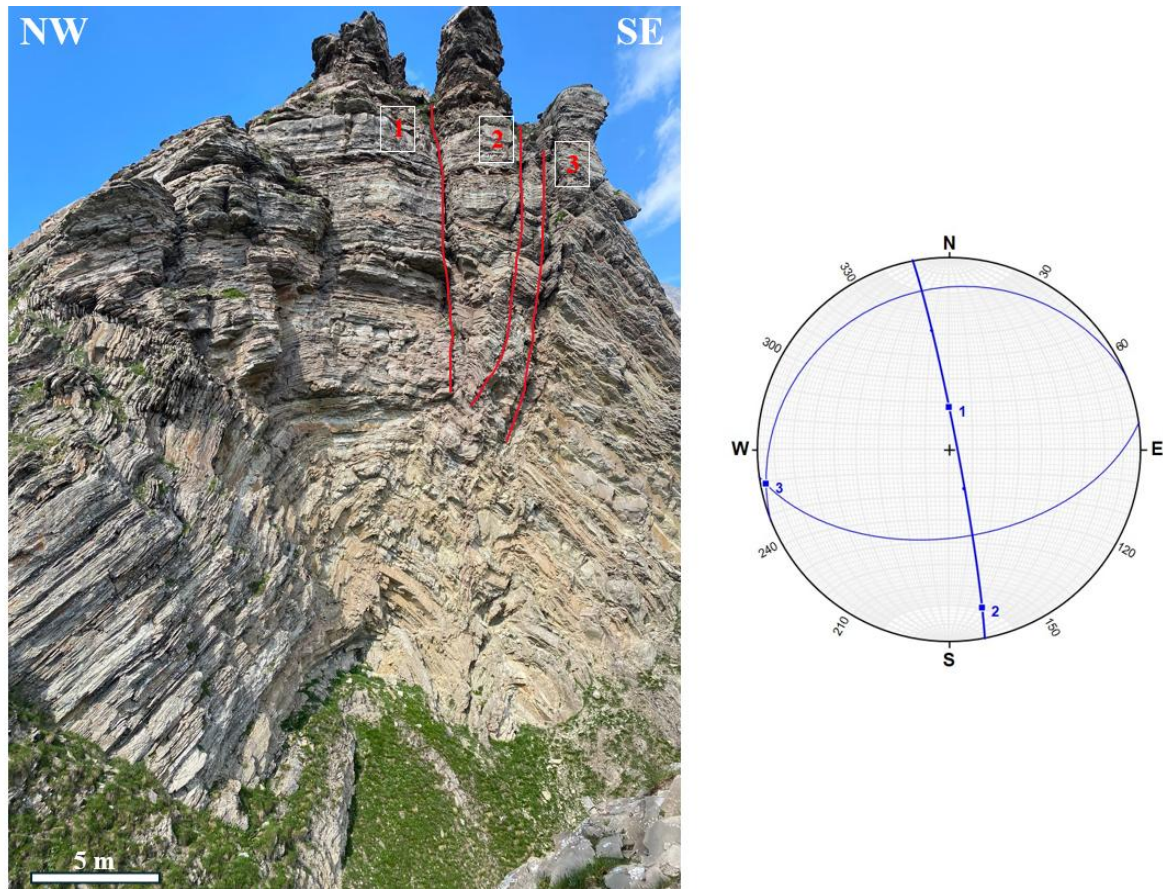


Figura 6.39: piega anticlinale di Ooliti a Gasteropodi (la parte sommitale risulta essere Campil) con le tre faglie sopra citate, nella figura rappresentate in rosso. A destra lo Stereonet che proietta i fianchi della piega in blu, i poli dei fianchi (punti 1-2), la superficie best fitting (ciclografica in blu in grassetto) e l'asse della piega (punto 3). Analisi prodotta con Stereonet.

In generale, le giaciture degli strati non deformati così pervasivamente si presentano NW immergenti con inclinazioni molto variabili dai 10° ai 65° (*Figura 6.42*).



Figura 6.40: piega anticlinale del Membro delle Ooliti a Gasteropodi che si ritrova anche nell'affioramento lungo strada del Membro di Siusi.



Figura 6.41: limite Siusi -Ooliti a Gasteropodi e piega sinclinale misurata. Considerare come scala la rilevatrice accanto all'affioramento (160 cm ca.).

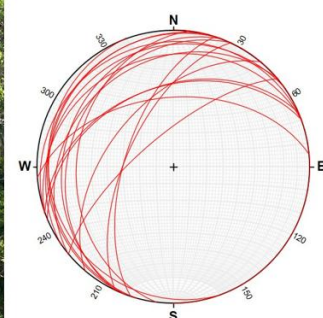


Figura 6.42: affioramento di Ooliti a Gasteropodi indeformato e proiezione stereografica che riporta le S0 di questo Membro. Analisi creata con Stereonet.

Il Membro di Campil ha giaciture variabili (*Figura 6.43*) a seconda della zona in cui affiora. Presso l'areale che circonda Baita Segantini ha immersioni generalmente dirette a NE, mentre nei pressi di Capanna Cervino mostra immersioni a NW. Le inclinazioni risultano intermedie con angoli massimi di 45° .



Figura 6.43: affioramento di Campil nel sentiero a S di Baita Segantini e proiezione stereografica delle giaciture di questa zona e della zona più occidentale. Si noti la variazione. Diagramma prodotto con Stereonet.

In un affioramento presso Baita Segantini è stata analizzata una piega anticlinale. Il fianco sinistro immerge a NW, il fianco destro a SE. L'asse della piega è stato sia misurato in campo, sia ottenuto con il diagramma π su Stereonet (*Figura 6.43*) e i due valori coincidono come orientazione, anche se in campo è stata misurata una direzione di 070° e un'inclinazione di 20° , mentre su Stereonet risulta direzione 030° , inclinazione 17° . La superficie assiale risulta subverticale con direzione 032° , quindi si tratta di una piega dritta.



Figura 6.43: affioramento di Campil presso Baita Segantini, dove è visibile la piega analizzata nel reticolo stereografico a fianco. Grazie a Stereonet è stato possibile controllare la fedeltà delle misure effettuate in campo. In blu sono presenti le ciclografiche dei fianchi e i loro rispettivi poli; la superficie blu in grassetto rappresenta la superficie best fitting dei poli; il punto blu numero 3 rappresenta l'asse e la ciclografica che taglia in due i fianchi è la superficie assiale.

Il Membro di Val Badia si presenta con giaciture coerenti e con basso grado di variabilità. Tutti gli affioramenti risultano NW-NNW immergenti a basso-medio angolo (*Figura 6.44*).

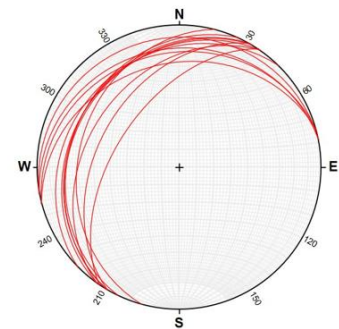


Figura 6.44: affioramento di Val Badia presso Cima Costazza e proiezione stereografica rappresentante l'andamento delle giaciture. Si noti la coerenza delle immersioni. Proiezione creata con Stereonet.

Il Membro di Cencenighe-San Lucano non ha fornito affioramenti abbastanza significativi da essere misurati con precisione. Si suppone che l'andamento non si discosti molto da quello misurato per il Membro di Val Badia, in quanto le due unità affiorano nella stessa zona e sono prossime l'una all'altra.

Per quanto riguarda i filoni magmatici rinvenuti nelle Arenarie di Val Gardena, presso Capanna Cervino e in cima al monte Costazza, presentano tutti una direzione NW-SE e alte inclinazioni (70° - 90°).

7. DISCUSSIONE DEI DATI

Il rilevamento geologico dell'area di Passo Rolle ha messo in luce il complicato assetto tettonico-strutturale dell'area, derivato dalla storia e dai processi geologici di questa zona delle Dolomiti. Inoltre, ha permesso di comprendere questi processi, cercando di spiegare le osservazioni alla scala dell'affioramento con dati legati agli assetti litostratigrafici e tettonici regionali che si trovano in letteratura.

Quanto derivato dai paragrafi 6.1 e 6.2, dalla carta e dalla sezione geologica (Allegati) conferma la suddivisione delle unità affioranti in due gruppi, il cui limite comune è la Faglia di Passo Rolle.

Le unità geologiche più antiche (GVA, AVG, BEL) affiorano a W di questa struttura e hanno un andamento giaciturale identico con immersione a NW. Le unità geologiche triassiche, invece, affiorano ad E della faglia con un'immersione verso il quadrante settentrionale (con una certa variabilità).

Da un punto di vista litostratigrafico i risultati del rilevamento sono concordi con i dati presenti in letteratura, come si può evincere dall'inquadramento geologico (Capitolo 5). Una serie di osservazioni, tuttavia, saranno qui discusse per motivare alcune scelte effettuate nella carta e nella descrizione dei litotipi.

Alcuni affioramenti di ignimbriti e di Arenarie di Val Gardena possiedono caratteristiche simili, per cui è necessaria un'osservazione più dettagliata per distinguerli. Le ignimbriti presentano spesso fessurazione colonnare e questo è un tratto distintivo. Il fatto che alcuni affioramenti abbiano provocato qualche incertezza è dovuto al legame tra queste due unità. Le arenarie derivano dallo smantellamento delle ignimbriti e il limite tra le due è per l'appunto graduale (*Bosellini, 1989; Massironi et al, 2006*). Questa gradualità del contatto è stata osservata in un affioramento presso "Capanna Sass Maor" (*Figura 7.1*), dove appare che le due unità siano interdigitate tra loro. Questo potrebbe derivare dalla natura fluviale delle arenarie stesse, per cui un corpo di canale di arenarie è riuscito a depositarsi nei pressi delle ignimbriti. Inoltre, anche le ignimbriti sono un deposito da trasporto e anche questo dato è a supporto del contatto graduale tra le due unità.

La natura fluviale delle arenarie è anche supportata dal ritrovamento di una stratificazione ad epsilon (*Figura 7.2*), che indica un deposito da barra di meandro.



Figura 7.1: affioramento di Arenarie di Val Gardena subito accanto all'affioramento di ignimbriti della Figura 6.32. Questi affioramenti hanno permesso di comprendere la natura graduale del contatto. Considerare come scala il quaderno di campagna (15 cm ca.).



Figura 7.2: affioramento di Arenarie di Val Gardena presso la strada all'entrata di Passo Rolle. Si nota epsilon bedding, probabilmente la direzione della paleocorrente era N-S. Considerare come scala il martello (30 cm ca.).

L'assetto tettonico-strutturale è ricco di strutture deformative che tagliano e piegano le successioni alterandone gli spessori. Tra le più importanti, la Faglia di Passo Rolle è rappresentata in carta come la struttura cardine della geologia dell'areale di studio. Tuttavia, non è stata osservata in campo, né misurata, perché scarsamente esposta e coperta dai depositi quaternari. Il suo andamento NNW-SSE segue l'impiuvio ed è stato supposto tale in quanto presso Passo Rolle la Formazione a Bellerophon e il Membro di Siusi risultano a contatto, senza che siano presenti i primi Membri della Formazione di Werfen (WTM e WAN). Si presume che questo contatto sia dovuto ad una faglia normale che ha ribassato il tetto (*Figura 7.3*), portando ad elisione tettonica i due Membri interposti nella successione stratigrafica continua tra Arenarie di Val Gardena e Membro di Siusi. Inoltre, questa struttura non è formata da un unico piano di scivolamento, perché sempre presso Passo Rolle è evidente la presenza di una struttura sintetica (*riedel*) che si è impostata sulla faglia maestra. Questa struttura, sempre a cinematica normale, ribassa la successione delle Arenarie di Val Gardena e della Formazione a Bellerophon.

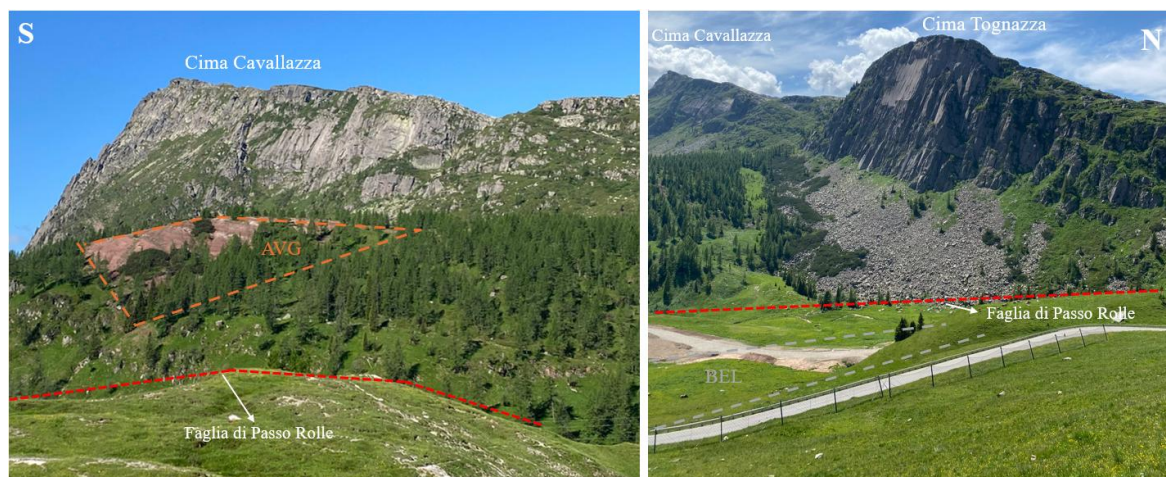


Figura 7.3: vista panoramica di Cima Cavallazza e di Cima Tognazza. In evidenza le interpretazioni della litostratigrafia e dell'assetto tettonico-strutturale. Questa interpretazione trova riscontro in letteratura da Curzi et al, 2023.

Seppur la Faglia di Passo Rolle non sia stata analizzata, alcuni elementi strutturali permettono di ricostruirne la storia evolutiva.

In corrispondenza delle ignimbriti della palestra di arrampicata (*Figura 6.29*) sono state misurate delle faglie estensionali che trovano riscontro in letteratura (*Curzi et al., 2023*) e sono elementi che hanno registrato l'evoluzione tettonica permiana e triassico-giurassica. In questo intervallo di tempo, l'assottigliamento crostale in direzione E-W ha portato alla formazione di faglie estensionali minori con direzioni N-S e immersione ad E nelle ignimbriti (sia ad E che a W della Faglia di Passo Rolle) e nelle Arenarie di Val Gardena, anche se per queste ultime non sono state osservate. Inoltre, i joint colonnari da raffreddamento, osservati nelle ignimbriti, secondo Curzi et al. (2023) sono stati riattivati

come faglie transtensive durante l'estensione triassico-giurassica, perché hanno lo stesso orientamento E-W dei *joint* correlati e sono tagliati dai sovrascorrimenti alpini successivi. Presso Cima Tognazza è stato osservato uno specchio di faglia (*Figura 6.31*) assunto come una struttura secondaria derivata dalla riattivazione strutturale della Faglia di Passo Rolle e non come lo specchio della Faglia stessa, in quanto è presente continuità stratigrafica ad E ed a W di questa.

Le strutture tettoniche legate all'orogenesi alpina sono eterogenee nella loro distribuzione, perché pieghe e sovrascorrimenti sono osservabili esclusivamente nel settore ad E della Faglia di Passo Rolle. Come osservato presso Malga Fosse di Sopra e lungo la Strada Grappa del Passo (*Figura 7.4a-b*) la Formazione di Werfen è interessata da pieghe anticlinali e sinclinali, prevalentemente NW vergenti, legate al *backthrust* del Cimon della Pala, che ha accomodato la messa in posto delle Pale di San Martino.

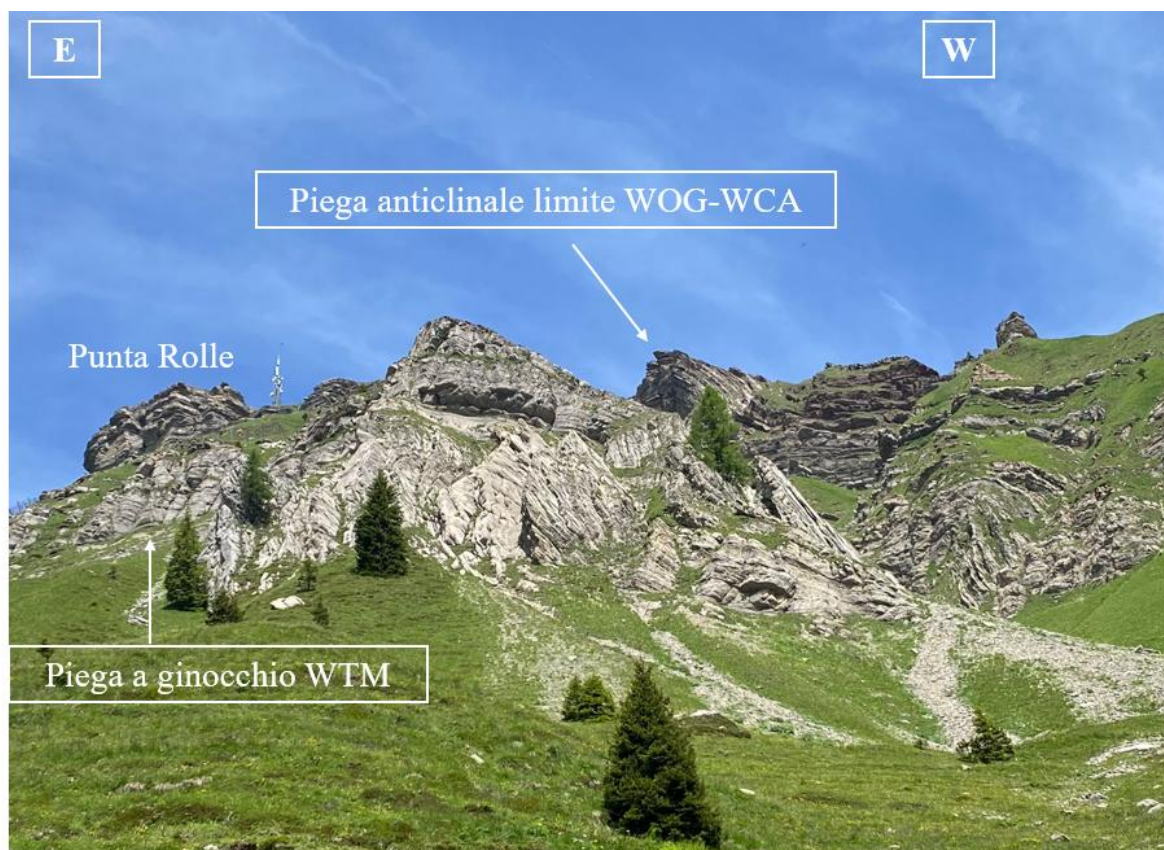


Figura 7.4a: vista panoramica verso Punta Rolle, per mostrare l'assetto generale della zona orientale dell'area di studio interessata da strutture plicative.

Inoltre, è visibile anche la correlazione tra le pieghe anticlinali nell'affioramento del Membro di Siusi lungo strada e del Membro delle Ooliti a Gasteropodi in cima (*Figura 7.4b*), nonché la presenza dell'affioramento di WSI in cui sono stati analizzati sovrascorrimenti SE immergenti (*Figura 6.38a*), legati alla fase di deformazione alpina. Anche la Formazione a Bellerophon (*Figura 6.34*) mostra deformazione generata da pieghe, che in letteratura vengono definite disarmoniche e che utilizzano questo litotipo come un livello di scollamento, data la sua debolezza meccanica (*Massironi et al., 2006; Curzi et al., 2023*).

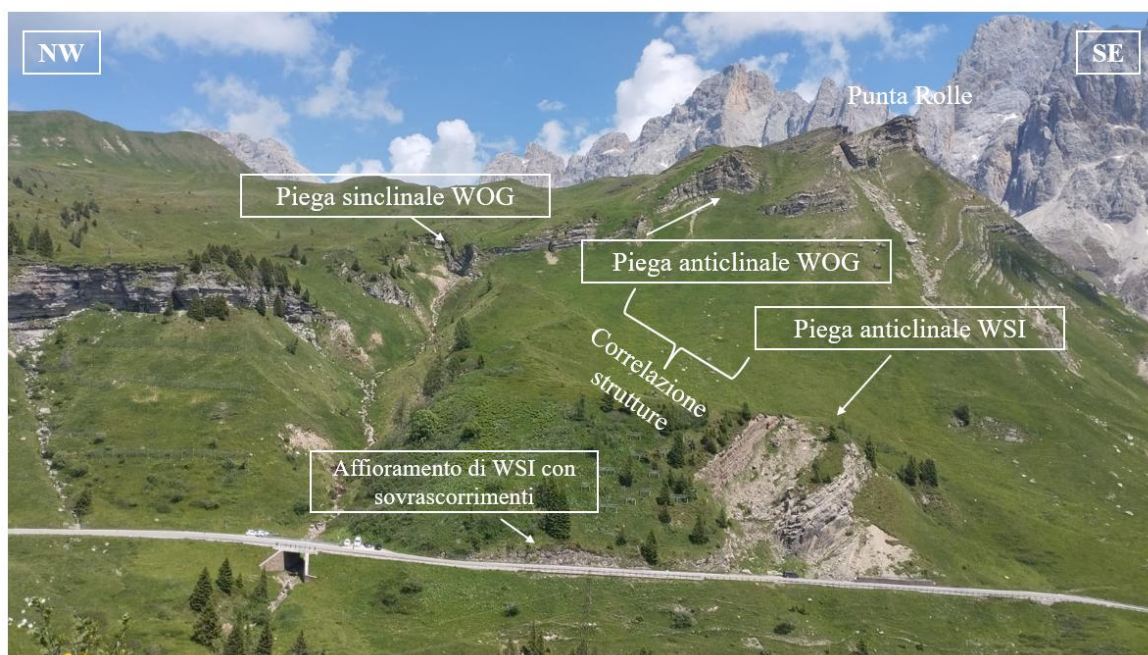


Figura 7.4b: vista panoramica dalla palestra di arrampicata che permette di apprezzare la disposizione delle strutture plicative e i rapporti tra queste.

La grande piega anticlinale risulta una struttura che si estende dall'affioramento di WSI presso la strada fino all'affioramento di WOG in cima. Entrambe le strutture hanno un asse con direzione WSW e bassa inclinazione, per cui è stata effettuata la correlazione. Questa anticlinale potrebbe essersi formata durante la fase Mesoalpina di età Miocenica associabile al sistema della Valsugana con direzione di compressione NNW-SSE (*Castellarin et al., 1998*). Inoltre, la piega sinclinale dell'affioramento di WOG influenza la giacitura del Membro di Campil. Infatti, questo Membro ad E si presenta NE immergente, mentre a W ha un'immersione verso NW (*Figura 6.43*).

Presso Passo Rolle la Faglia omonima mette a contatto la Formazione di Werfen con le ignimbriti permiane. Il contatto non è stato osservato, ma attraverso il tracciamento dei limiti in carta e dell'andamento della Faglia di Passo Rolle risulta la soluzione più plausibile evidenziarlo.

Il Membro di Campil è l'unità geologica maggiormente affiorante nell'area di studio. Si estende da Nord di Punta Rolle, fino a Capanna Cervino e Baita Segantini. Qui, a contatto litologico con il Membro di Val Badia, lascia spazio alle unità più giovani, che circondano Cima Costazza: i Membri di Cencenighe e San Lucano.

A W della Faglia di Passo Rolle le abbondanti coperture quaternarie non permettono l'osservazione dei litotipi. In queste zone, si osservano i depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale (*Massironi et al., 2006*).

Per quanto riguarda i dati derivanti dalle sezioni geologiche allegate è importante sottolineare che per la sezione con andamento SW-NE si è scelto di rappresentare anche il basamento cristallino in profondità, nonostante non affiori nell'area di studio. L'entità di questa unità, il suo spessore e il contatto con il Gruppo Vulcanico Atesino sovrastante sono stati ricostruiti con i dati presenti in letteratura e citati nell'inquadramento geologico (Capitolo 5).

In questa prima sezione geologica è evidente il differente andamento giaciturale dei depositi che rappresentano il Permiano e quelli che rappresentano il Triassico. In quanto, i secondi sono deformati dalle strutture plicative presenti nei pressi di Punta Rolle e nel settore più a N. Queste strutture sono una serie di anticlinali e sinclinali che si alternano, rendendo l'assetto tettonico stratigrafico all'intorno molto variegato. La deformazione osservata alla scala dell'affioramento, seppur non sia considerabile alla scala regionale, comunque tende a modificare gli spessori delle unità geologiche che interessa. Infatti, ogni singola struttura plicativa alla micro e mesoscala si somma alla successiva, andando a produrre una risultante di deformazione importante alla macroscale.

Ciò che si può notare è che, se per le unità geologiche permiane gli spessori di 300 m delle ignimbriti e di 80-100 m delle Arenarie di Val Gardena sono mantenuti, per la Formazione di Werfen questo dato non è sempre vero. Infatti, i Membri di questa Formazione subiscono un aumento di spessore, decisamente notevole (come i 150 m del Membro di Siusi). Si nota anche dalla carta e dalla seconda sezione, che ad E della faglia di Passo Rolle le strutture plicative dominano gli affioramenti e di conseguenza influenzano l'andamento dei limiti e gli spessori delle unità.

Non sono solo le strutture plicative a comportare questo aumento di spessore. Numerose faglie di piccola entità, soprattutto sovrascorrimenti, sono state osservate. In carta è stato deciso di inserire solo i sovrascorrimenti presenti nell'affioramento del Membro di Siusi (*Figura 6.38a*), perché le altre strutture si presentano ad una scala troppo piccola per risultare di importanza cartografica. Tuttavia, come per il caso delle strutture plicative, anche i sovrascorrimenti e le faglie inverse sommano i propri rigetti, portando ad un aumento generale degli spessori delle unità geologiche. Anche la struttura *Layer Parallel Shortening*

(LPS) (*Figura 7.5*) presente nei pressi della sinclinale al contatto tra Membro di Siusi e Membro delle Ooliti a Gasteropodi è un esempio del raddoppio di questi spessori (si veda Allegati cartografici). Questa struttura si palesa durante i processi plicativi di strati rocciosi e viene accomodata, in questo caso, dalla formazione di sovrascorrimenti.



Figura 7.5: struttura LPS in un affioramento di Ooliti a Gasteropodi interessato da una struttura sinclinale a N di Punta Rolle.

8. APPROFONDIMENTO DI GEOCHIMICA DELL'AMBIENTE SUPERFICIALE

La seguente appendice è volta a presentare un approfondimento sulla geochimica di alcune delle rocce raccolte negli affioramenti delle Arenarie di Val Gardena, Membro di Siusi, Membro di Campil e Membro di Cencenighe. La discussione dei dati e la relativa interpretazione saranno incentrate sulla geochimica di campioni di suolo raccolti negli affioramenti delle unità geologiche medesime e sulle relazioni con le rocce del substrato, per seguire l'evoluzione chimica durante l'alterazione. Si cercherà di dare una spiegazione alla tipologia di processi pedogenetici che hanno permesso, da un determinato bedrock, la formazione del suolo. Questa analisi viene effettuata tramite la comparazione dei dati geochimici roccia-suolo nei termini di LOI (*Loss On Ignition*), nei termini di concentrazione in percentuale peso (wt%) degli ossidi e in concentrazione (mg/kg) degli altri elementi. Ogni dato sarà corredato da una figura rappresentante l'affioramento in cui sono stati prelevati i campioni insieme ad una breve descrizione del sito. Inoltre, i dati che saranno comparati sono mostrati nelle *Tabelle (1-4)* associate ad ogni unità geologica nel Capitolo 6.1.

Per quanto riguarda i siti di campionamento, sono riportati in carta (Allegati) con le relative sigle. Ogni roccia e suolo derivato sono stati raccolti nello stesso sito. Verranno presentati nelle figure qui di seguito.

Le rocce delle Arenarie di Val Gardena (*Figura 8.1*) si presentano come arenarie grossolane con grandi cristalli di quarzo, molto competenti e cementate. In quest'area le arenarie ritrovate sono interessate dal passaggio di filoni magmatici.

Le rocce del Membro di Siusi (*Figura 8.2*) in affioramento si presentano come calcari e calcari marnosi. È stata individuata anche la presenza di livelli fossiliferi (bivalvi) e un'alternanza di strati più sottili (silicoclastici) e più spessi (carbonatici), a tratti anche lamine e strati rossicci.

Le rocce del Membro di Campil sono areniti/siltiti rossicce con presenza di strutture di fondo.

Le rocce del Membro di Cencenighe sono descritte come dolomie cariate e calcareniti bioclastiche di colore rosa e giallo.

Attraverso il diagramma ternario di *Figura 8.5* è possibile discriminare la natura dei quattro campioni di roccia raccolti nei termini di SiO_2 , Al_2O_3 e CaO .

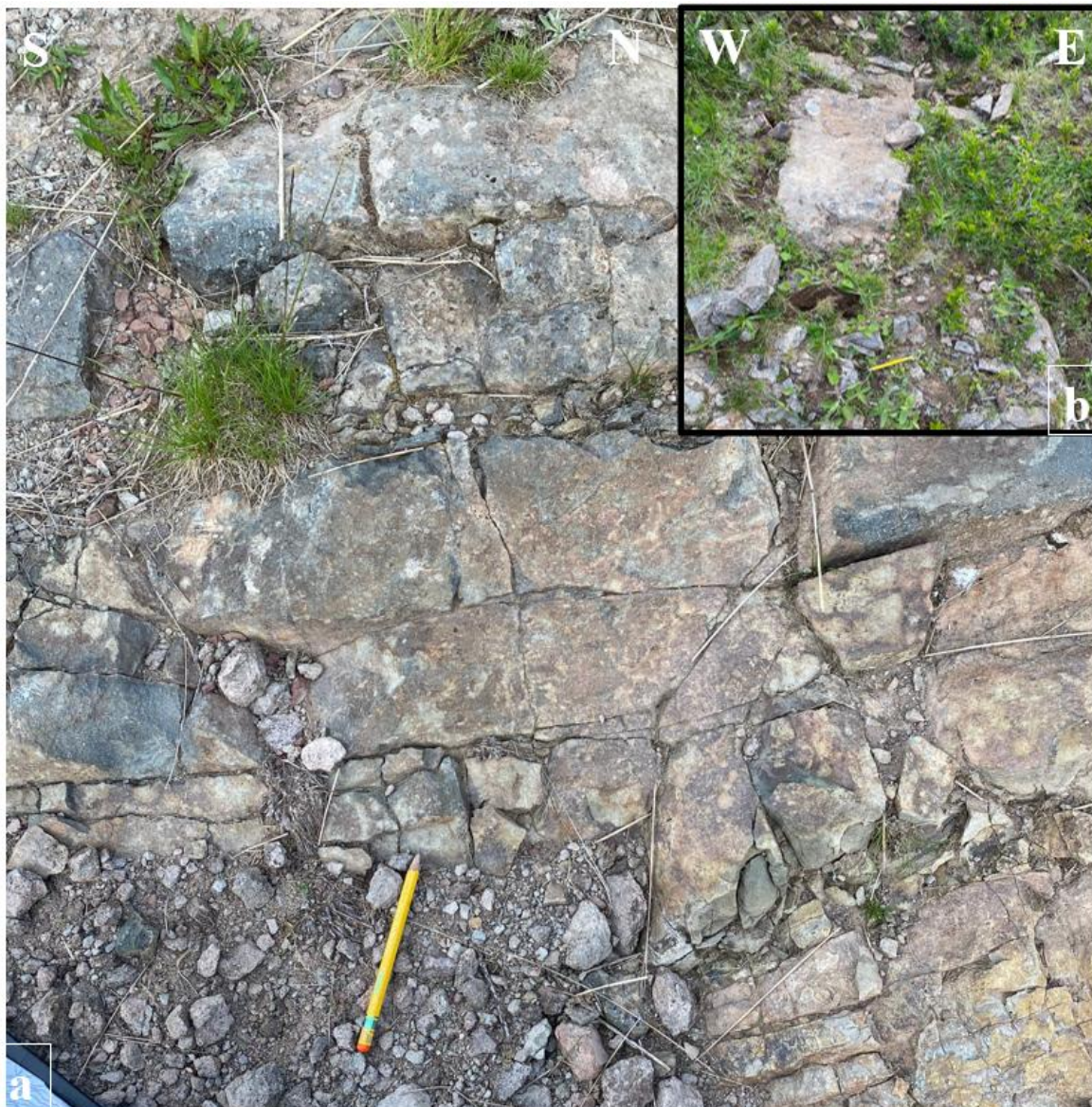


Figura 8.1: sito di campionamento roccia (a) e suolo (b) delle Arenarie di Val Gardena (D7) presso Passo Rolle. Considerare come scala la matita (10 cm ca.).

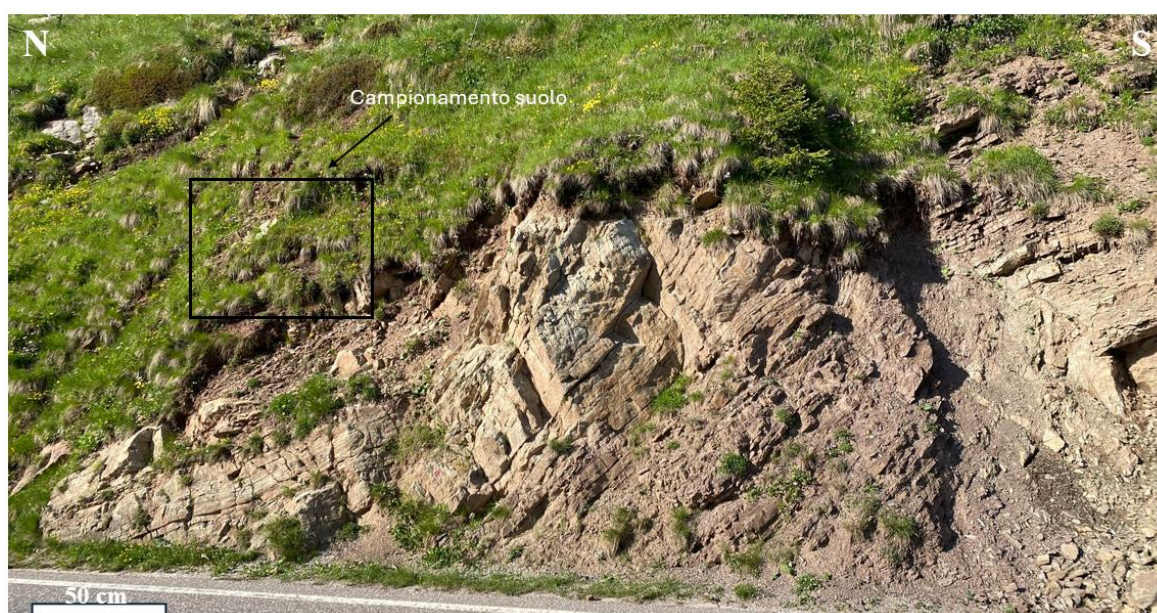


Figura 8.2: sito di campionamento roccia e suolo del Membro di Siusi (D1) presso Strada Grappa del Passo.



Figura 8.3: sito di campionamento roccia (a) e suolo (b) del Membro di Campil (D2) a W di Capanna Cervino.



Figura 8.4: sito di campionamento roccia e suolo del Membro di Cencenighe (D4) presso Cima Costazza.

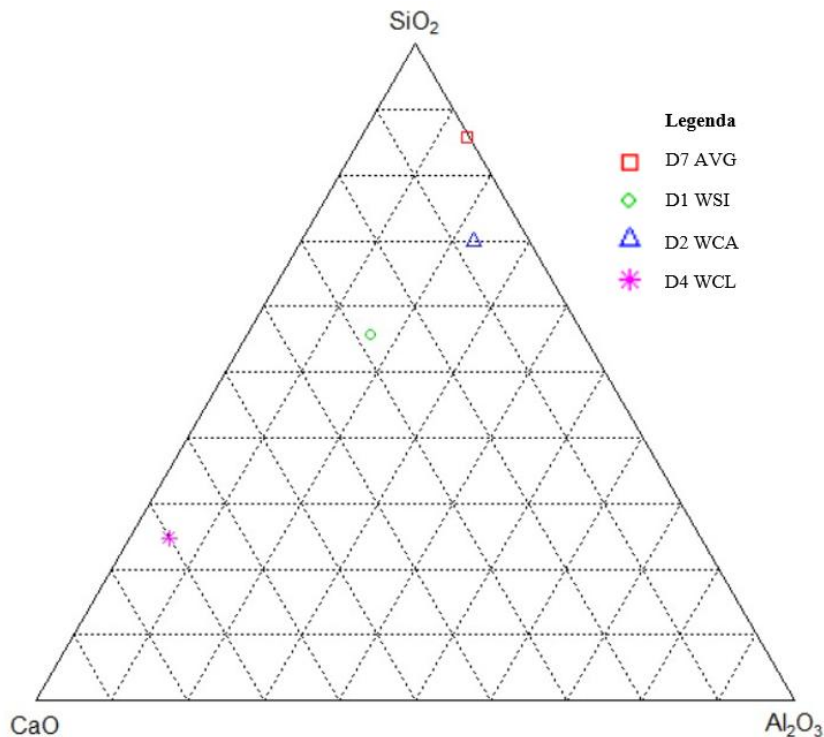


Figura 8.5: diagramma ternario che mette a confronto le concentrazioni degli ossidi di Silicio, Calcio e Alluminio dei 4 campioni di roccia raccolti. Analisi effettuata con GCDkit.

Per le Arenarie di Val Gardena il Silicio risulta molto elevato, per cui si tratta di un prodotto ricco in quarzo, come da descrizione del litotipo.

Il Membro di Siusi risulta una marna con Calcio elevato, e anche LOI elevata (Tabella 2). Questa caratteristica è dovuta al contenuto di CaCO_3 . Il rapporto tra Silicio e Alluminio risulta pari a 3, dunque si tratta di un sedimento fine in cui l'aggiunta di un'importante componente carbonatica riduce le concentrazioni degli altri elementi (effetto di diluizione). Anche il Membro di Campil presenta un rapporto Silicio/Alluminio pari a 3, quindi si tratta di un campione a tessitura fine. Per questo motivo si potrebbe definire un'argilla. A differenza del Membro di Siusi, questo campione di roccia è povero di CaCO_3 . Osservando la Tabella 3, i più alti valori osservati sono quelli del Bario (Ba), del Cerio (Ce), del Cobalto (Co), del Cromo (Cr), del Gallio (Ga), del Nichel (Ni), del Rubidio (Rb), del Vanadio (V) e dello Zinco (Zn). Tutti questi elementi sono correlati tra loro e tendono ad arricchirsi in un sedimento fine. Di conseguenza è plausibile la classificazione delle rocce di questo membro come argille.

Il Membro di Cencenighe mostra per lo più un carattere da roccia calcarea, per l'elevato contenuto di Calcio. Si tratta di una dolomia con impurità silicatiche.

Il rapporto suolo-roccia è riportato in forma grafica in Figura 8.6, che evidenzia una consistente perdita di Calcio durante il processo di pedogenesi per il Membro di Siusi e il Membro di Campil. In particolare, il Membro di Campil è quello che mostra differenze molto contenute tra gli elementi presenti nel campione roccioso e in quelli presenti nel suolo, a

meno dell'impovertimento di Ca. Nel suolo di questo Membro e anche nei suoli dei Membri di Siusi e di Cencenighe si nota un picco nella concentrazione di Piombo. Questo arricchimento è probabilmente legato alla deposizione di polveri atmosferiche in seguito a precipitazioni. Infatti, questo elemento è stato utilizzato nelle benzine e ha avuto una distribuzione globale negli ultimi tempi, perché liberato come composto volatile, che poi si è concentrato in atmosfera. La perdita di carbonati per dissoluzione nel processo di trasformazione delle rocce in suoli si osserva in tutti i campioni analizzati, anche se di entità diversa, ed è il primo effetto della risposta di alterazione. Questo si osserva soprattutto se è presente copertura vegetale, per cui i fenomeni di degradazione sono a carico della materia organica.

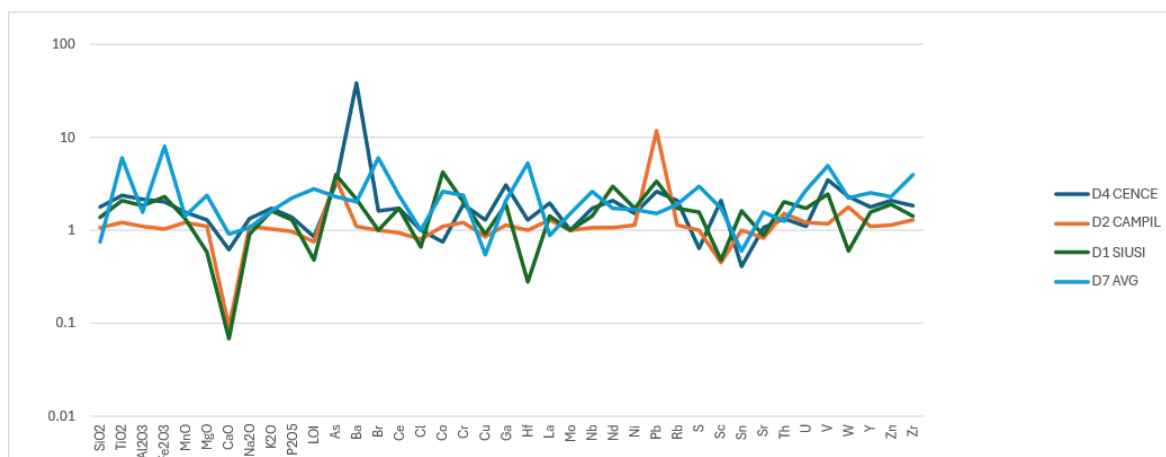


Figura 8.6: grafico che mostra gli elementi che vengono persi e gli elementi che si concentrano durante la pedogenesi. Creato con Excel.

Sempre dalla Figura 8.6 si nota che il suolo AVG è arricchito degli elementi maggiori (Ti, Fe, Al, Hf, Zr, V) e subisce una perdita di silice nel suolo del 20%. In particolare, il Titanio, il Ferro e lo Zirconio sono elementi a bassa mobilità arricchiti di un fattore 4 o 5 tra roccia e suolo. Questi sono associati ad elementi stabili oppure alla produzione di composti stabili in un ambiente ossidante nel suolo. Solitamente un segnale chimico di questo tipo indica un'alterazione spinta, perché è nei prodotti di alterazione che si concentrano questi elementi. Anche i campioni di Siusi e di Cencenighe offrono un segnale simile con un arricchimento di un fattore 2 per gli stessi elementi. In generale, questi materiali possiedono molto carbonato e questo tende ad innescare reazioni forti, per cui si hanno perdite importanti di alcuni elementi, mentre altri a bassa mobilità si concentrano per effetto di rimaneggiamento. L'ipotesi che il picco di Piombo, osservato in tutti i suoli raccolti, sia di natura atmosferica è supportata dalla letteratura. Queste inusuali concentrazioni hanno un'origine prettamente antropica e sono dovute all'intenso traffico delle strade alpine e alla vicinanza con le industrie della Valle del Po. Secondo Gabrielli et al. (2008) elementi come Mn, Fe e Ti si trovano spesso arricchiti nei suoli, perché derivano dal background geologico delle Dolomiti.

Mentre, arricchimenti in Fe, Cr e Pb sono dovuti a precipitazioni nevose, in cui la neve è influenzata nella sua composizione dalle emissioni del traffico automobilistico. In particolare, l'emissione di questi elementi deriva dall'abrasione meccanica delle componenti dei veicoli e dalle emissioni di carburante. Anche i venti derivanti dal Mar Mediterraneo, quando attraversano la Valle del Po, si arricchiscono di questi contaminanti di origine antropica, giungendo fino alle Alpi con elevate concentrazioni di Pb, che poi si riversa sulle rocce e sui suoli.

I dati presentati in questa relazione mostrano concentrazioni di Pb 1000 volte superiori a quelle presentate da *Gabrielli et al. (2008)*. Tuttavia, è necessario considerare l'intervento della materia organica, che tende a trattenere gli elementi a bassa mobilità e ad aumentarne la concentrazione.

L'arricchimento in Br e S che si osserva in tutti i suoli è legato ad un contributo atmosferico più che all'intensità dell'alterazione. Infatti, è necessario considerare l'effetto del Mar Mediterraneo, per cui la neve accumula componenti di origine marina come Na, Cl, Br e SO_4^{2-} che si depositano sulla superficie terrestre. Inoltre, il Br è molto ricercato dalla materia organica, che tende, dunque, a trattenerlo. Lo stesso vale per lo S in ambienti riducenti.

Un ulteriore confronto tra i dati ricavati da questo campionamento e quelli ricavati da *Bini et al. (2011)* sempre su suoli provenienti dal Trentino-Alto Adige ha permesso di comprendere le potenziali sorgenti di concentrazione di elementi come Pb, Cu, Zn, Ni, Cd, Cr, Mn, Fe. La presenza di elementi in traccia nei suoli è dovuta sia all'evoluzione della roccia madre, sia alla possibile contaminazione da sorgenti antropiche. Bisogna sempre tenere in considerazione che i segnali geochimici cambiano a livello regionale secondo la geologia di base dell'area considerata. Tuttavia, negli ultimi decenni la circolazione di metalli pesanti, dovuta ad attività antropiche, è notevolmente aumentata e questo è scritto nei suoli.

I suoli analizzati da *Bini et al. (2011)* sono stati classificati in 5 famiglie, che differiscono per le loro caratteristiche pedogenetiche.

Il primo gruppo fornisce un suolo sviluppatosi su una roccia madre fortemente carbonatica. Tra l'orizzonte A (superficiale) e l'orizzonte C (più simile alla roccia madre) si ha un aumento di Fe (da 4.6 g/kg a 15.5 g/kg) e Pb (da 2.9 g/kg a 48.8 g/kg), mentre diminuisce il CaCO_3 (dal 90% al 36%). Come detto in precedenza, la perdita di carbonati è il primo effetto attuato dai processi pedogenetici. Questo è un segnale tipico che si osserva anche nei suoli presentati nelle *Tabelle (1, 2, 3, 4)* di questa relazione.

Anche nei gruppi 2 e 5 si osserva un arricchimento in Pb, rispettivamente da 5.4 g/kg a 58.9 g/kg e da 7.2 g/kg a 47.7 g/kg, nel suolo di anche dieci volte rispetto alla roccia di partenza.

Un arricchimento così spiccato ricorda ciò che riportano i campioni D2, D1 e D4 nelle rispettive Tabelle.

I gruppi 3 e 4, invece, non sono suoli che si sviluppano da un bedrock ricco in carbonati (0.3% e 0% rispettivamente nell'orizzonte C) e il segnale geochimico che mostrano si discosta da quello degli altri. Infatti, gli arricchimenti in Pb sono molto ridotti: raddoppia nei suoli della famiglia 3 (da 25.4 g/kg a 54.5 g/kg) e aumenta di poco nel gruppo 4 (da 11.8 g/kg a 30.4 g/kg). Questi suoli non sono particolarmente evoluti ed elementi come Cr, Cu, Fe, Mn, Cd e Zn si impoveriscono.

Il trend generale suggerisce che per materiali rocciosi di partenza particolarmente ricchi in carbonati, il Pb si arricchisce nel suolo. Quindi, un primo fattore di anomalia nella concentrazione del Pb è proprio la composizione chimica della roccia di partenza.

Tuttavia, nei primi due gruppi di suoli è possibile che la deposizione atmosferica da parte dell'attività industriale locale giochi un ruolo importante insieme all'attività agricola (fattore di disturbo), oltre al naturale arricchimento e concentrazione dovuti alla materia organica. È anche possibile che sussista una sostituzione del Ca da parte del Cd durante la pedogenesi, che ne alza la concentrazione.

Il gruppo 3 e il gruppo 5 presentano dati confrontabili con il campione D2 (suolo) del Membro di Campil per quanto riguarda l'arricchimento in Pb, anche se il terzo gruppo non ha come roccia di partenza un forte segnale di carbonati. L'arricchimento di Pb negli orizzonti più superficiali è dovuto al processo di eluviazione-illuviazione, a parte per il gruppo 5 che è dovuto a lisciviazione. Si potrebbe, dunque, pensare che anche per il campione D2 questi siano stati i processi cardine della pedogenesi.

I dati presentati in questo approfondimento sono stati ricavati, prima di tutto, raccogliendo campioni di roccia e suolo appartenenti alla stessa unità geologica durante il rilevamento. Successivamente i campioni di suolo sono stati fatti asciugare in forno ad una temperatura di 60 °C per eliminare l'umidità in eccesso.

Per trasformare i campioni di roccia in pastiche, necessarie per le analisi all'XRF, è necessario prima frantumarli e poi polverizzarli. Si preleva una certa quantità di campione roccioso, lo si dispone entro un contenitore in metallo e con la pressa (*Figura 8.7a*) lo si frantuma in porzioni più piccole. Per i suoli questo passaggio viene saltato e si passa ad una separazione con un divisore, necessario per ottenere porzioni di suolo abbastanza omogenee. Successivamente sia i suoli che i frammenti di roccia vengono separatamente setacciati con un setaccio a maglia di 2 mm. Da questa setacciatura si prelevano circa 30-40 g di campione e si inseriscono all'interno di un polverizzatore (*Figura 8.7b*) che in un intervallo di tempo breve (10 minuti) realizza le polveri.



Figura 8.7: a) polverizzatore con pressa per distruggere i campioni di roccia; b) dischi in agata entro cui deve essere inserito il campione di roccia/suolo per essere polverizzato.

Una volta ottenute le polveri, una parte viene utilizzata per creare le pasticche, l'altra per calcolare il valore LOI.

Per la creazione delle pasticche (Figura 8.8a) vengono ricavati circa 3 g di polvere e inseriti all'interno di un cilindro insieme a 6-7 g di acido borico (la base della pasticca). Il tutto viene pressato leggermente con un apposito cilindretto di diametro inferiore al primo, per poi essere posto sotto una pressa (Figura 8.8b). In seguito, viene montato un appoggio a ferro di cavallo che serve per mantenere stabile il cilindro sotto la pressa e il materiale subisce una pressione tale, da compattarsi. Sollevata la pressa, con una leggera pressione, la pasticca fuoriesce dalla base del cilindro. Viene siglata e spedita per l'analisi all'XRF.



Figura 8.8: a) strumenti necessari per la realizzazione delle pasticche; b) pressa.

Della restante quantità, una parte viene inserita all'interno di crogioli di platino (*Figura 8.9*), utilizzati per ricavare il valore LOI ad alta temperatura (950 °C) con campioni non metallici. Quest'analisi è utile a stimare il contenuto in materia organica e carbonati nei campioni studiati, ottenuti da una precisa proporzione che richiede il peso del campione prima e dopo il riscaldamento.

L'ultimo passaggio dell'analisi è l'utilizzo della fluorescenza a raggi X: una tecnica che utilizza queste pasticche di polveri per determinare, in maniera non distruttiva, la composizione delle rocce e dei suoli.



Figura 8.9: crogioli di platino utilizzati per contenere le polveri durante il processo di riscaldamento.

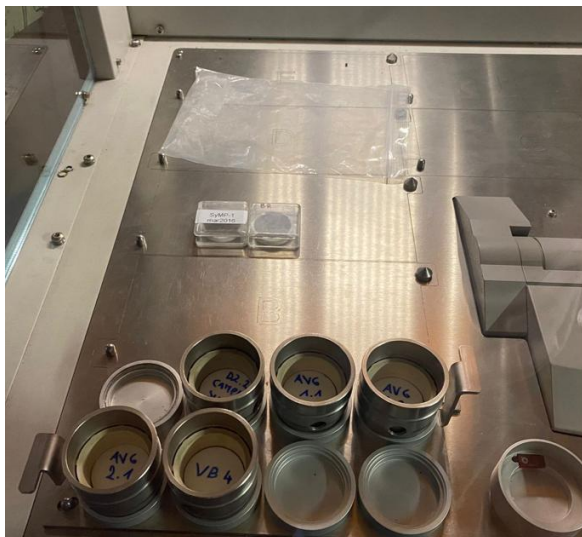


Figura 8.10: XRF in laboratorio. Si notano le pasticche di suolo e roccia che venire prelevate da un braccio meccanico ed analizzate.

9. CONCLUSIONI

La storia geologica dell'area di Passo Rolle, studiata grazie a questo lavoro, riflette l'intera storia del Sudalpino ed è la sua configurazione tettonico-strutturale a suggerire ciò. È, infatti, evidente che la zona di studio sia il punto di sutura tra due mondi: quello permiano, dominato da ignimbriti, Arenarie di Val Gardena e Formazione a Bellerophon, e quello triassico, dominato dalla Formazione di Werfen. Il rilevamento ha dimostrato quanto gli stili deformativi possano tradursi in maniera differente da un mondo all'altro e quanto questi siano rappresentativi delle fasi principali dei processi tettonici, che hanno interessato le diverse unità.

Per ciò che concerne l'attività di rilevamento svolta, si può affermare che i risultati ottenuti trovano riscontro in studi precedenti presenti in letteratura.

La diffusione delle ignimbriti permiane, di cui sopra, è strettamente vincolata a Passo Rolle. Queste rocce si sono depositate in un periodo di elevata estensione crostale, per cui si sono formati alti topografici (*horst*) e bassi topografici (*graben*) delimitati da piani di faglia. Una di queste soglie topografiche era proprio la faglia di Passo Rolle, formatasi all'incirca 270 milioni di anni fa, che non ha permesso l'espansione delle ignimbriti ad E. Questa struttura estensionale, a tratti transtensiva, ad alto angolo ha creato spazio di accomodamento a W per la deposizione delle ignimbriti.

Successivamente hanno avuto luogo una serie di fasi geodinamiche di strutturazione del margine passivo di Adria tra il Triassico e il Giurassico. Sempre in corrispondenza della faglia di Passo Rolle, verso E si giunge in un contesto paleogeografico che ha permesso la deposizione di sequenze sedimentarie e il successivo attecchimento di piattaforme carbonatiche dall'Anisico. Qui domina, infatti, il Complesso Anisico Indifferenziato, al di sopra del quale poggiano le piattaforme della Dolomia dello Sciliar. L'aggradazione delle piattaforme, combinata all'accumulo di potenti spessori di sedimento, ha richiesto tra il Triassico e il Giurassico la riattivazione della faglia di Passo Rolle, che ha comportato una subsidenza ad E, agendo tramite un'inversione strutturale.

Quest'area è stata poi interessata da un'ulteriore fase deformativa neogenica (dall'Oligocene in avanti), quando la faglia è stata riattivata con cinematica transpressiva sinistra.

Per concludere, Passo Rolle è un'area che da un punto di vista tettonico e strutturale è fortemente complessa. Il paesaggio è stato modellato da queste fasi deformative e oggi i suoi affioramenti mostrano la risposta delle rocce alla deformazione. Sono numerose le strutture tettoniche e i litotipi osservati durante il rilevamento geologico.

Attraverso osservazioni alla scala dell'affioramento è possibile ricostruire processi attivi alla macroscala. Di conseguenza, questo studio offre gli strumenti per interpretare la natura dei processi geologici che hanno interessato l'area di Passo Rolle dal Permiano fino al Neogene.

La carta, prodotto di sintesi del rilevamento, non si discosta dalle interpretazioni presenti in letteratura e gli elementi litostratigrafici e tettono-strutturali sono stati riportati fedelmente così come osservati all'affioramento.

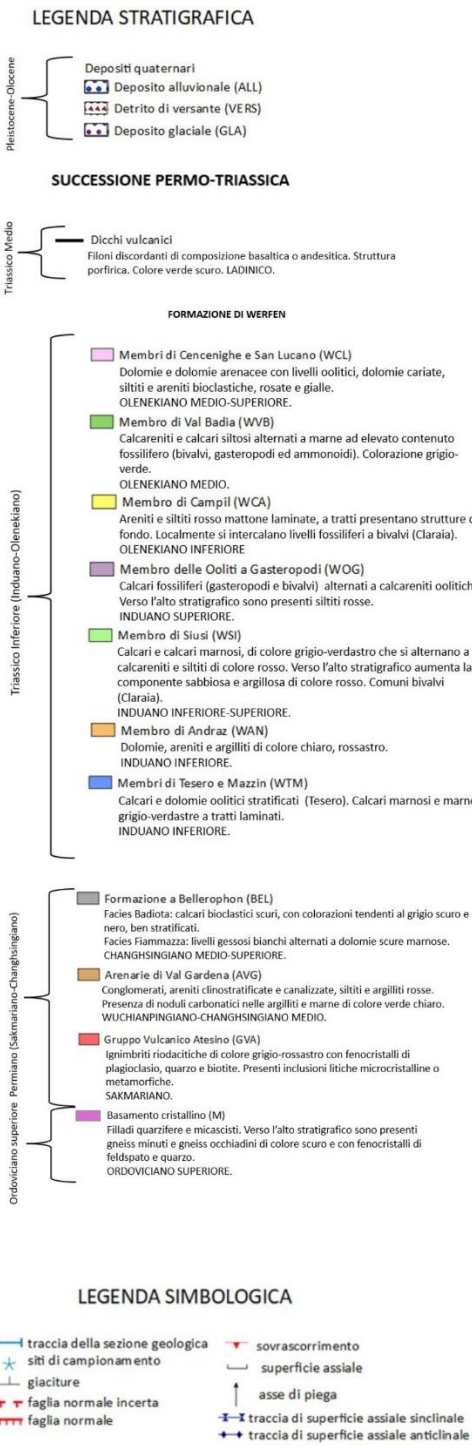
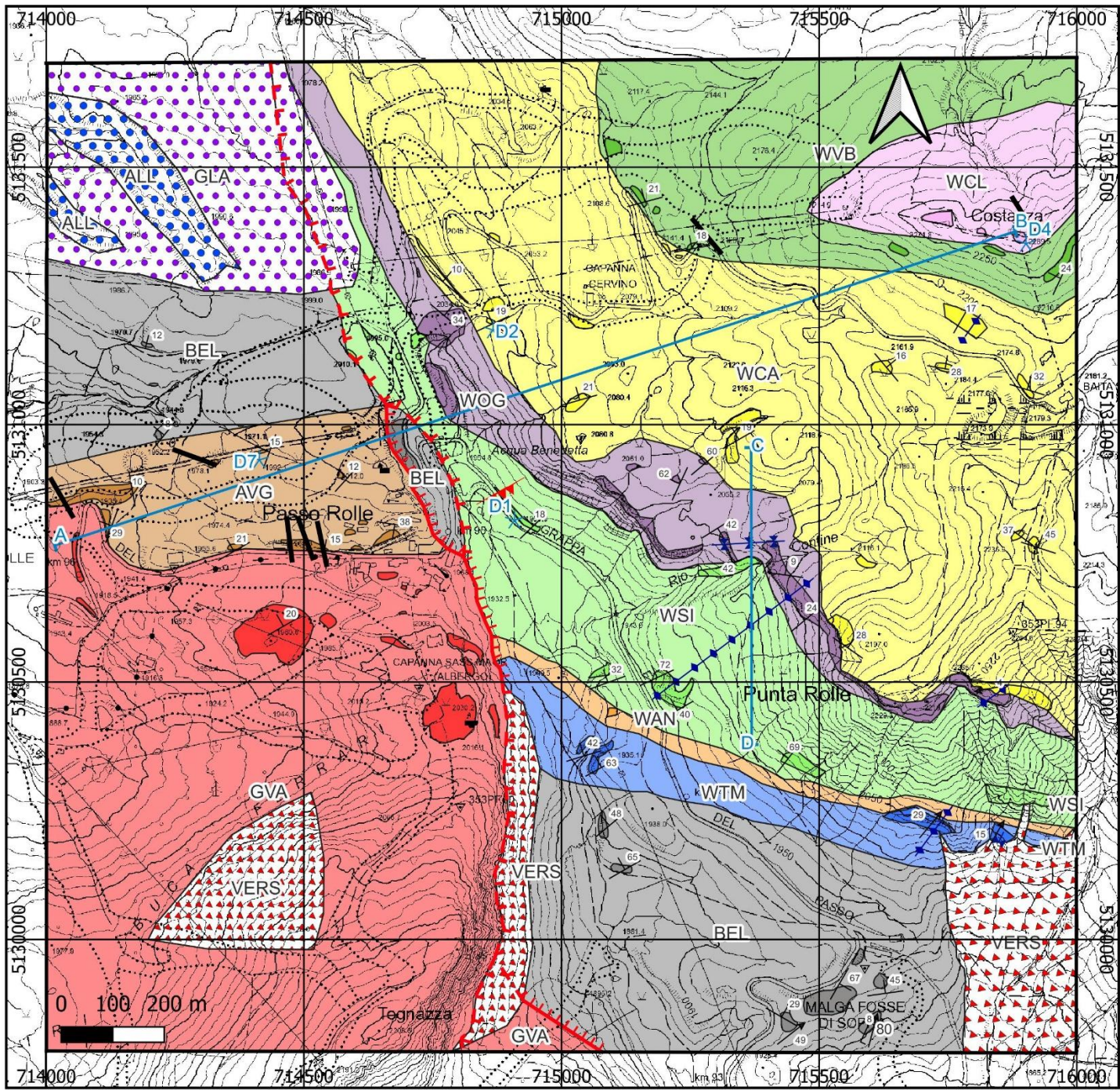
A completare il quadro, le due sezioni (AB, CD) forniscono ulteriori dati riguardo la risposta delle varie unità alla deformazione, al loro andamento in profondità e ai loro rapporti stratigrafici.

Infine, l'analisi di approfondimento sui processi geochimici di ambiente superficiale, che interessano la zona alpina, mostra la tipologia di suolo che si viene a formare su certi tipi di unità geologiche. Caratterizzando i suoli in questo modo, si possiedono strumenti utili alla loro salvaguardia o ad un loro possibile sfruttamento. Inoltre, i dati relativi alle elevate concentrazioni di Pb e di altri metalli pesanti potrebbe rappresentare uno spunto di riflessione per quanto riguarda fenomeni di sempre maggiore importanza nella società di oggi: l'inquinamento atmosferico e il cambiamento climatico.

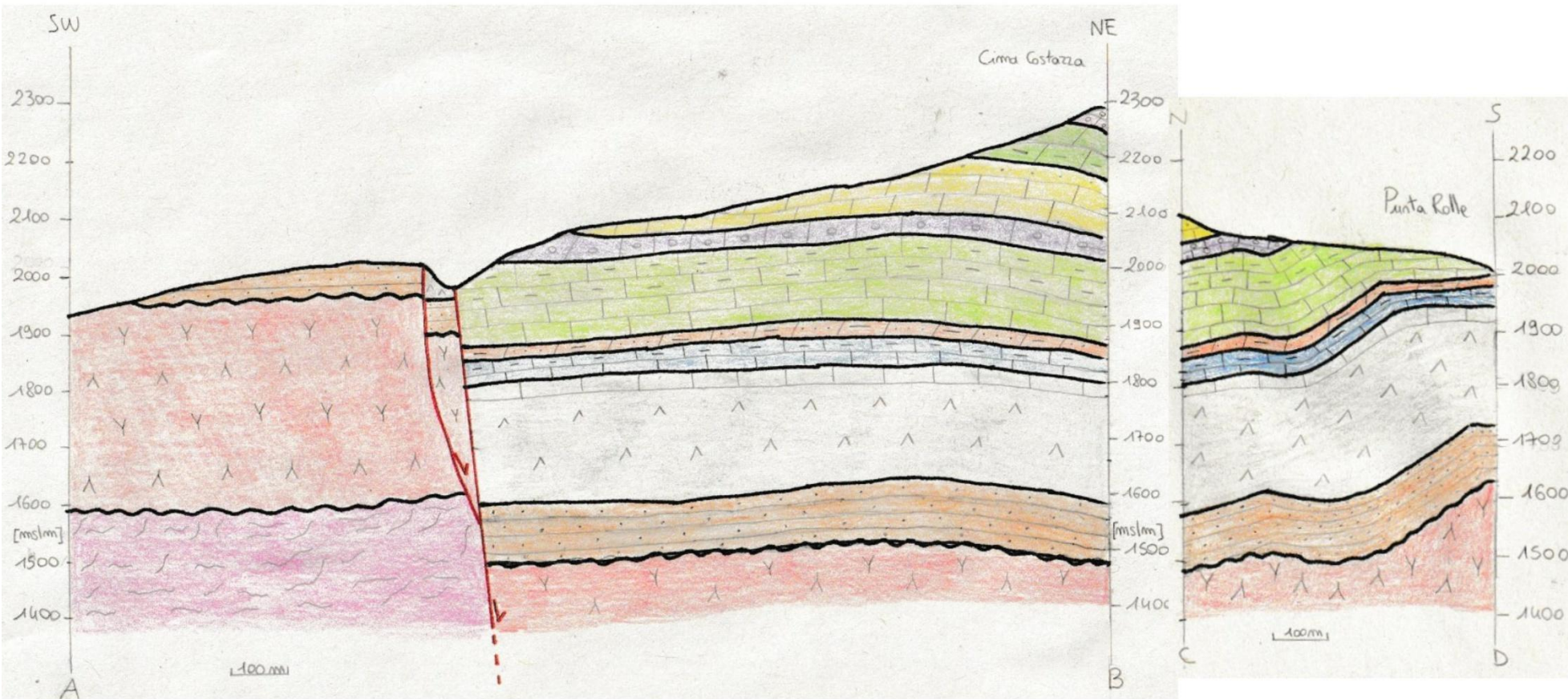
10. ALLEGATI CARTOGRAFICI

CARTA GEOLOGICA DELL'AREA DI PASSO ROLLE (TN)
(scala 1:10000)

Candidata: Zoe Monari



Tesi di laurea: Rilevamento geologico dell'area di Passo Rolle e studio dei processi di alterazione e pedogenesi dalla roccia madre al suolo.
Corso di studi in Scienze Geologiche, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali.
Università degli Studi di Bologna
Relatore: Prof. Enrico Dinelli
Rilevatori: Francesco Aielli, Lorenzo Bocchino, Sara Milani, Zoe Monari



11. BIBLIOGRAFIA

- Barth S., Oberli F., Meier M.**, 1994-Th-Pb versus U-Pb isotope systematics in allanite from co-genetic rhyolite and granodiorite: implications for geochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 124, pp:149-159.
- Bertotti G., Picotti V., Bernoulli D., Castellarin A.**, 1993-From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary geology* 86 (1-2), pp: 53-76.
- Bini C., Sartori G., Wahsha M., Fontana S.**, 2011-Background levels of trace elements and soil geochemistry at regional level in NE Italy. *Journal of Geochemical Exploration*. Volume 109, Issues 1-3, pp: 125-133.
- Bosellini A.**, 1964-Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permo-Trias nelle Dolomiti Occidentali. *Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident.*, 15, pp: 1-106.
- Bosellini A.**, 1989-La storia geologica delle Dolomiti. San Vito di Cadore: Nuove Edizioni Dolomiti, pp 34-37, 43-47.
- Bosellini A., Gianolla P., Stefani M.**, 2003-Geology of the Dolomites. *Episodes*, Vol. 26, no.3, pp: 181-185.
- Broglia Loriga C., Masetti D., Neri C.**, 1983-La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e stratigrafia. *Riv. Ital. Paleont.*, 88, pp: 501-598.
- Broglia Loriga C., Göczán F., Haas J., Lenner K., Neri C., Orazecz Scheffer A., Posenato R., Szabó I., Tóth Makk Á.**, 1990-The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation. *Mem. Sc. Geol.*, 42, pp: 41-103.
- Castellarin A., Cantelli L., Fesce A.M., Mercier J.L., Picotti V., Pini G.A., Prosser G., Selli L.**, 1992-Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Appennines. *Annales Tectonicae*, Vol. VI – N.1, pp: 62-94.
- 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: 133-143.
- Castellarin A., Cantelli L.**, 2000-Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps. *Journal of Geodynamics* 30 (2000), pp: 251-274.
- Castellarin A., Cantelli L., Bertelli L., Borrini D., Fantoni R., Sella M., Nicolich R., Mazzotti A., Selli M., Bernabini M., Lammerer B., Lueschen E., Gebrande H., Millhan K., Grassl H., Neubauer F., Oncken O., Stiller M.**, 2003-The TRANSALP seismic profile and the CROP 1A sub-project. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.* LXII, pp: 107-126.

- Castellarin A., Nicolich R., Fantoni R., Cantelli L., Sella M., Selli L., 2006**-Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect). *Tectonophysics*, 414(1-4), pp: 259-282.
- 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 Geoscience*, 142, pp: 200-216.
- 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: 1-30.
- D'Amico C., 1964a**.-Petrografia e tettonica nel cristallino sudalpino in rapporto ad una tesi di F.P: Agterberg e con particolare riguardo alla zona Agordo-Cereda. *Atti Acc. Sc. Ist. Bologna*, 2, 1, pp: 188-202.
- D'Amico C., Del Moro A., Freddo A., Pardini G., 1980**-Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore. *Rend Soc. It. Min. Petr.*, 36 (2), pp: 703-716.
- D'Amico C., Del Moro A., 1988**-Permian and Triassic Rb-Sr dating in the Permina rhyodacitic ignimbrites of Trentino (Southern Alps). *Rend. Soc. It. Miner. Petr.*, 43, pp: 171-180.
- Dal Piaz G.B., Leonardi P., Zanettin B., Braga G., Corsi M., Gatto G., Gatto G.O., Gregnanin A., Largaiolli T., Mozzi G., Nardin M., Rossi D., Rui A., Sommariva E., Zirpoli G., Zulian T., 1970**-Foglio N 22, Feltre, della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Servizio geologico d'Italia, Roma.
- Dal Piaz G.V., Bistacchi A., Massironi M., 2003**-Geological outline of the Alps. *Episodes* 26 (3), pp: 175-180.
- De Zanche V., Gianolla P., Mietto P., Siorpaes C., Vail P.R., 1993**-Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Memorie di Scienze Geologiche*, 45, 1-27.
- Dieini I., Giordano D., Loydell D.K., Sassi F.P., 2005**-Discovery of Llandovery (Silurian) graptolites and probable Devonian corals in the Southalpine Metamorphic Basement of the Eastern Alps (Agordo, NE Italy). *Geol. Mag.*, 142, pp: 1-5.
- Dogliani C., Bosellini A., 1987**-Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau* 76/3, pp: 735-754.
- Gabrielli P., Cozzi G., Torcini S., Cescon P., Barbante C., 2008**- Trace elements in winter snow of the Dolomites (Italy): A statistical study of natural and anthropogenic contributions. *Chemosphere* 72, pp: 1504-1509.
- Gianolla P., Andreotta R., Furin S., Furlanis S., Riva A., Stefani M., Hurry J., 2008**-Geology of the Dolomites. *ANNEX 2.1*, pp: 20-78.

- Heinisch H.**, 1981-Zum Ordovizischen “Porphyroid”- Vulkanismus der Ost- und Südalpen. Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. Jahrb. Geol. B.-A., 124, pp: 1-109.
- Kalvacheva R., Sassi F.P., Zanferrari A.**, 1986-Acritarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the agordo area (south-alpine basement of eastern Alps, Italy). Review of Palaeobotany and Palynology, Volume 48, Issue 4, pp: 311-326.
- Masetti D., Fantoni R., Romano R., Sartorio D., Trevisani E.**, 2012-Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of eastern Southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. AAPG Bulletin, V. 96, NO 11, pp: 2065-2089.
- Massironi M., Preto N., Zampieri D.**, 2006-Note Illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25000. Tavola 45 III S. Martino di Castrozza. Servizio geologico della Provincia Autonoma di Trento, pp: 5-68.
- Meli S.**, 1998-Pre-Variscan volcanic activity in the eastern Alps: The Southalpine porphyroids. Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt., 78, pp: 415-432.
- Mietto P., Avanzini M., Belvedere M., Bernardi M., Dalla Vecchia F. M., D'Orazi Porchetti S., Gianolla P., Petti F. M.**, 2020-Triassic tetrapod ichnofossils from Italy: the state of the art. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, 12.
- Pavan G.**, 2011-Dolomiti – Geologia e paesaggio, Scribdt.
- Sassi F.P., Zanferrari A., Zirpoli G.**, 1979-Nuovi dati sulla stratigrafia e i caratteri chimico petrografici dei Porfidi del Comelico (Alpi orientali). Mem.Soc. Geol It., 20, pp: 425-434.
- Twitchett R.J., Wignall P.B.**, 1996-Trace fossils and the aftermath of the Permo-Triassic mass extinction: Evidence from northern Italy. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 124, pp: 137-151.
- Van Husen D.**, 2000-Geological Processes during the Quaternary, pp: 135-156.