

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
(Dolomiti orientali) – San Martino di Castrozza
(TN)

Candidato:

Antea Pasi

Relatore:

Prof. Enrico Dinelli

Sessione 29 luglio 2024
Anno Accademico 2023/2024

...Ecco le rocce, strati su strati, monumenti di tenacia solitaria che consolano il cuore degli uomini. E dolce mi è sembrato il mio destino fuggitivo al fascino dei lontani miraggi di ventura che ancora arridono dai monti azzurri: e a udire il sussurrare dell'acqua sotto le nude rocce, fresca ancora delle profondità della terra...

Dino Campana, Canti Orfici

INDICE

1. <u>RIASSUNTO</u>	p.2
2. <u>INTRODUZIONE</u>	p.3
3. <u>CARTOGRAFIA GEOLOGICA ESISTENTE</u>	p.4
4. <u>INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA DI STUDI</u>	p.5
5. <u>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</u>	p.8
5.1. <u><i>La catena alpina – le Alpi s.s. e il Sudalpino</i></u>	p.8
5.2. <u><i>Assetto tettonico – strutturale del Sudalpino</i></u>	p.11
5.3. <u><i>Le Dolomiti</i></u>	p.14
5.4. <u><i>La Faglia di Passo Rolle</i></u>	p.15
6. <u>RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO</u>	p.17
6.1. <u><i>Litostratigrafia</i></u>	p.18
6.2. <u><i>Assetto stratigrafico e strutture tettoniche</i></u>	p.37
7. <u>DISCUSSIONE DEI DATI</u>	p.44
8. <u>CONCLUSIONI</u>	p.49
9. <u>BIBLIOGRAFIA</u>	p.50

1. RIASSUNTO

L'elaborato presenta i dati rinvenuti durante il Campo Geologico svolto nell'area di Passo Rolle, nel comune di Primiero San Martino di Castrozza (TN).

L'obiettivo del rilevamento dell'areale di studio è stato la ricostruzione dell'assetto tettonico – stratigrafico della porzione delle Dolomiti orientali, in corrispondenza di Passo Rolle. Grazie al confronto con i gruppi degli adiacenti areali di studio, è stato possibile ricostruire una carta geologica tra Passo Rolle e Passo Valles più a Nord. Il riconoscimento delle diverse formazioni e dei diversi membri, nonché il loro assetto giaciturale, ha permesso un'analisi dettagliata non solo dell'andamento stratigrafico bensì anche dei campi di sforzi ai quali la zona è stata sottoposta. L'areale è infatti stato soggetto ad una tettonica di tipo estensionale durante le varie fasi di *rifting* associabili all'evoluzione permo-triassica e di tipo compressivo durante l'orogenesi alpina neogenica.

Il rinvenimento di formazioni permiane nella porzione occidentale dell'area di studio (Ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino, Arenarie di Val Gardena e Formazione a Bellerophon) è stato correlato ai membri del Werfen rinvenuti a Est tramite supposizione di una struttura di carattere tettonico. Come verrà illustrato, anche in letteratura si fa riferimento a tale struttura di primaria importanza, la cui nucleazione è presumibilmente avvenuta nel Permiano e ha successivamente subito riattivazioni tettoniche durante il Mesozoico: la Faglia di Passo Rolle. Ulteriori strutture plicative, faglie normali, sovrascorrimenti e faglie inverse sono state rilevate, cartografate e si è proposta una possibile genesi per alcune di esse, tentando dunque di associarle ad una precisa fase della complessa e polifasica orogenesi alpino – himalayana.

2. INTRODUZIONE

L'obiettivo del rilevamento geologico presso l'area di Passo Rolle (Comune di Primiero San Martino di Castrozza, TN), è la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale delle formazioni permo - triassiche ivi presenti.

In questo elaborato vengono presentati i dati del rilevamento geologico svolto durante il Campo Geologico 2024 dagli studenti del terzo anno del Corso di Studi in Scienze Geologiche dell'Università di Bologna. In particolare sarà presa in considerazione l'area rilevata dal gruppo 4 costituito dal Bellia Gian Marco, Bongermينو Alessandro, Capaldo Angelo e Pasi Antea; tale areale si estende per 3,8 km² nel Parco Naturale di Paneveggio – Pale di San Martino comprendendo una zona orientale topograficamente elevata (Monte Costazza, Punta Rolle) e una occidentale, che ad eccezione del Monte Tognazza, si trova a quote topografiche minori (Buca Ferrari).

A corredo della presente relazione sono presenti carta dell'area di rilevamento e sezione geologica: verranno commentate per comprendere l'assetto stratigrafico dell'area, la cinematica e la geometria (andamento) della Faglia di Passo Rolle; quest'importante struttura tettonica che attraversa da NNO a SSE l'area di rilevamento ha infatti permesso di spiegare la giustapposizione di formazioni di per sé non stratigraficamente conseguenti, nonostante non sia mai stata effettivamente individuata sul campo durante il rilevamento. È tuttavia stato possibile dedurre la presenza sia grazie alle opere di letteratura geologica consultate, sia grazie al rilevamento sul campo di strutture ad essa correlabili, associabili ad una sua riattivazione con variazione di cinematica.

Verranno dunque descritti i dati relativi al rilevamento e nel paragrafo 7. DISCUSSIONE DEI DATI verrà proposto un possibile assetto derivante dalle misure rilevate, dalle formazioni presenti (tenendo in considerazione lo spessore di queste, come da letteratura) ai dati giacitureli relativi e le strutture secondarie, tettoniche analizzate.

A supporto dei dati rilevati sul campo, per giustificare la carta geologica e la sezione eseguita, verranno prese in considerazione le opere di letteratura precedenti e la cartografia geologica esistente in modo da verificare e stabilire se i risultati possano essere compatibili con le precedenti analisi geologiche ivi effettuate.

3. CARTOGRAFIA GEOLOGICA ESISTENTE

L'area di rilevamento è stata oggetto di studi e approfondimenti sulla geologia alpina fin dai primi dell'Ottocento: in particolare tale territorio, fino alla fine della Prima Guerra Mondiale, ha fatto parte dell'Impero Austro Ungarico per cui i primi studi furono condotti dalla Scuola Austriaca (un esempio emblematico risulta la carta geologica di Leopold von Buch del 1822, "*Esquisse d'une Carte Geologique de la partie orientale du Trentino*"). Durante il primo conflitto mondiale vi fu la necessità di eseguire una cartografia di maggior dettaglio: vi fu l'occorrenza di costruire cunicoli la cui ottimizzazione si basava sulla conoscenza dei diversi litotipi determinata dal subentro di una guerra di posizione, una guerra di mine, a discapito di una guerra di movimento. Specialmente nei pressi di queste aree alpine dolomitiche il conflitto fu intenso e la necessità di conoscer la geologia dell'areale portò allo studio e alla compilazione di carte con lo scopo di fungere da base per la logistica di guerra; un esempio risulta la carta "*Kriegsgeologische Spezialkarte*" di Robert Schwinner (1918). In seguito alla conclusione del conflitto e all'annessione dei territori al Regno d'Italia, furono redatti prodotti geologici corredati anche di sezioni; un esempio significativo risulta la "Carta Geologica delle Pale di San Martino", scala 1: 35000, di Bruno Castiglioni, emblematico modello di un'opera scientifica anche di rilevante impatto artistico. Carte con scale a minor dettaglio furono eseguite successivamente: si consideri ad esempio la "Carta Geologica delle Dolomiti", 1:100 000, *Leonardi, 1968* e il "Foglio n.22 Feltre", 1:100000, *Dal Piaz et al., 1970*. Uno degli ultimi prodotti cartografici, alla scala di 1:25000, ove presente il territorio di studio, risulta essere la Tavola 45 III "S.Marino di Castrozza" (*Massironi et al. 2006*).

Di fondamentale importanza anche la sezione vibro-sismica TRANSALP (*Luschen et al., 2006*) che attraversa la catena dolomitica alpina orientale e che permette l'identificazione dell'assetto generale, profondo dell'orogene. Infine, un recente prodotto cartografico di dettaglio (*Curzi et al., 2023*) indaga sulle strutture transpressive di Passo Rolle e riporta una carta geologica semplificata delle Alpi Sud orientali, in corrispondenza di Passo Rolle.

4. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

La zona rilevata è situata in Italia Settentrionale, nella Regione Autonoma del Trentino-Alto Adige/Südtirol, in provincia di Trento (TN), nel comune di Primiero San Martino di Castrozza, a Nord Est del capoluogo di regione. L'area di studio si trova all'interno del dominio naturalistico delle Dolomiti orientali (porzione del Sudalpino della catena orogenica alpino – himalayana), in corrispondenza del valico di Passo Rolle che collega la Val di Fiemme a NNO e la Valle di Primiero a SSE (Fig.4.1).



Fig. 4.1. Immagine da <https://www.alamy.it/fotos-immagini/trentino-alto-adige-cartina-politica.html?sortBy=relevant> modificata. Illustra l'ubicazione sul territorio italiano della regione Trentino Alto – Adige; con la stella rossa è indicata l'area di rilevamento, tra Valle di Primiero e di Fiemme.

Tale valico alpino si trova poco più a Ovest della zona centrale del quadrante dell'area di rilevamento, la quale si estende per 3,8 km². È situata a quote topografiche variabili ma comunque in un ambiente di alta montagna (sopra i 1500 m s.l.m.): le maggiori altitudini corrispondono alla sezione orientale dell'area, rispettivamente a Nord con Cima Costazza (2289 m s.l.m.) e a Sud con Punta Rolle (2267 m s.l.m.). La porzione occidentale si presenta tendenzialmente a quote minori (Buca Ferrari a Sud Ovest): fanno eccezione Cima Tognazza nel centro Sud (2205 m s.l.m.) e la piccola vetta a Sud di Capanna Sass Maor nei pressi di Passo Rolle (2030 m s.l.m.). (come riscontrabile da Fig.4.2 e Fig 4.3).



Fig. 4.2. Area rilevata presso del Parco Naturale di Paneveggio; visibile il complesso delle Pale di San Martino a Est.



Fig. 4.3. Dettaglio dell'area di rilevamento: visibili le morfologie e le topografie dell'areale di studio.

Dal punto di vista della morfologia, si tratta di un'area di alta montagna ove presenti tipiche forme del paesaggio associabili a processi glaciali e gravitativi (Massironi et al., 2006). Nella sezione Sud Est, in corrispondenza di Malga Fosse di Sopra, laddove la formazione, come si vedrà successivamente, è caratterizzata da bassa competenza e tendenza al carsismo (Formazione a Bellerophon), anche le morfologie rinvenute riflettono tale caratteristica (presenza di doline, piccole collinette, pendii dolci, prati). La presenza di impluvi caratterizza la porzione Nord occidentale, laddove ancora la formazione evaporitica precedentemente citata determina la formazione di paesaggi tipici carsici con risorgive e basse pendenze.

Dal punto di vista paesaggistico risulta di rilevante impatto e, come si vedrà in seguito, di notevole importanza geologica, Cima Tognazza che, come anticipato, costituisce un'altura che spicca in un contesto tendenzialmente caratterizzato da pendii più dolci. In aggiunta, i settori ove affiorano litotipi vulcanici presentano maggiore energia di rilievo e sono

caratterizzati da abbondanti depositi di versante e falde detritiche (*Massironi et al., 2006*) (porzione centro meridionale dell'area di rilevamento).

La morfologia del paesaggio è influenzata anche dalla rete idrografica e in particolare dalla presenza del Torrente Cismon che nasce a Nord di Passo Rolle, presso le falde della Costazza, e attraversa la sezione di studio da NNO a SSE; come si vedrà successivamente tale torrente separa un dominio geologico orientale da uno occidentale, correlabili grazie alla supposizione di una faglia (Faglia di Passo Rolle) passante proprio in corrispondenza di questo torrente, nonché uno dei principali tributari del fiume Brenta.

5. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

5.1. La catena alpina – le Alpi s.s. e il Sudalpino

L'area di studio fa parte, dal punto di vista geologico, dell'estesa catena orogenica alpino - himalayana, in particolare delle Dolomiti orientali, settore del Sudalpino (Alpi orientali). Le prime fasi della storia evolutiva del sistema alpino-himalayano risalgono al Cretacico Superiore (*Santoniano*): la convergenza tra la placca di Europa e la placca di Adria, piccolo promontorio della placca di Africa, portò progressivamente alla chiusura degli oceani, Tetide Alpina e Vallese, interposti tra le due. Successivamente, a partire dall'Eocene, ebbe luogo la vera e propria fase parossistica di orogenesi alpina, ovvero la collisione dei due margini continentali, adriatico (Austroalpino – Sudalpino) e, di pertinenza per lo più europea, Elvetico e, ad affinità prevalentemente oceanica, il Pennidico. Le Alpi sono difatti definite come una catena collisionale a pieghe e sovrascorrimenti legata ad un processo di raccorciamento crostale, sviluppata ampiamente, per oltre 60 km, al di sotto della superficie terrestre (*Dal Piaz et al., 2003*). L'assetto geodinamico profondo è stato studiato grazie a profili sismici e in particolare grazie alla sezione vibro-sismica Trans-Alp. Questo studio ha altresì permesso l'identificazione di una Moho Adriatica e una più profonda Moho Europea (quest'ultima sormontata da quella adriatica lungo un complesso taglio che giunge fino alla Baviera) (*Fig. 5.1*) (*Dal Piaz et al., 2003*).

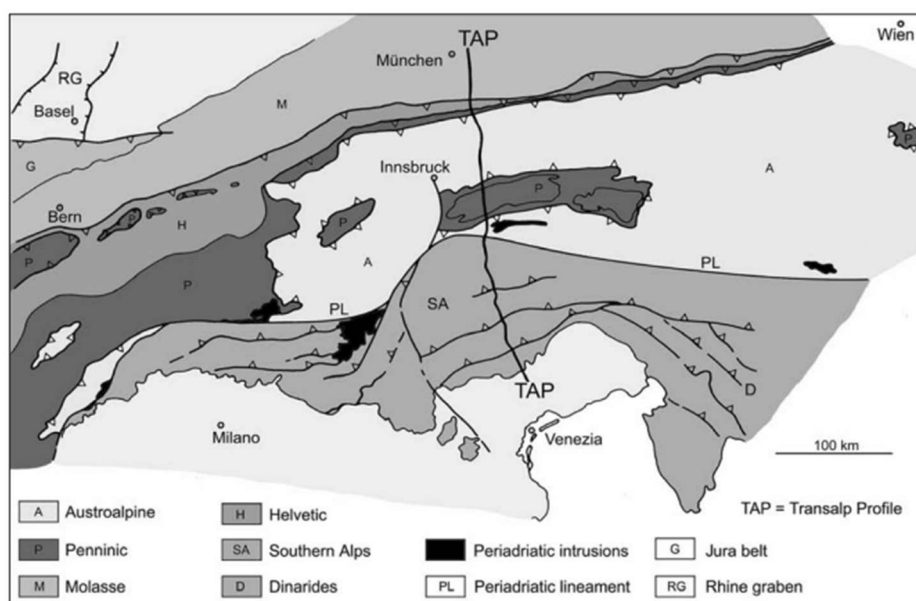


Fig. 5.1. Localizzazione del profilo TRANSALP (TAP) (da Castellarin et al., 2003).

L'assetto generale della catena è suddivisibile in due settori; il Lineamento Periadriatico (anche detto Insubrico) viene considerato il confine settentrionale tra le Alpi meridionali (Sudalpino), caratterizzate da una vergenza verso Sud, e le Alpi in senso stretto (Alpi s.s.) con falde Nord vergenti (*Schmid et al., 1989*).

Quest'ultime sono caratterizzate da unità di derivazione continentale ed oceanica e sono costituite, da Sud a Nord, da tre diversi domini, come riscontrabile in Fig 5.2 (*Dal Piaz et al., 2003*):

- Il **Dominio Austroalpino**, derivante dalla deformazione del margine continentale passivo della Placca Adria, che si sviluppò principalmente durante l'orogenesi cretacea (Eoalpino).
- Il **Dominio Pennidico**, falde di origine oceanica, derivanti dalla subduzione degli oceani Vallese e della Tetide Alpina e continentali (dalla deformazione del sottodominio Brianzonese, margine continentale che in fase pre-orogenica si interponeva ai due oceani).
- Il **Dominio Elvetico – Delfinese** che consiste in una porzione derivante dalla deformazione della Placca continentale di Europa.

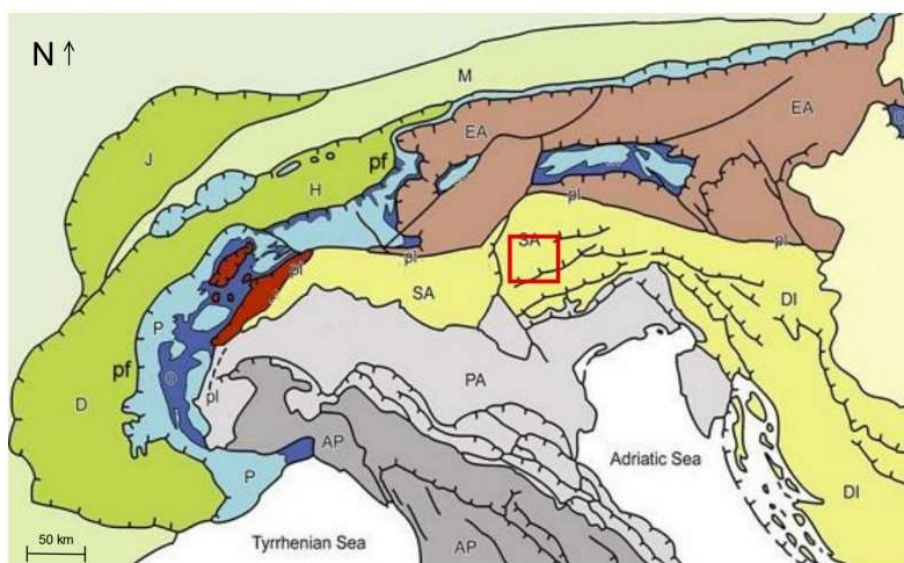


Fig. 5.2. Orogene alpino: assetto strutturale e Suddivisione in domini; Austroalpino Occidentale (WA), Austroalpino Orientale (EA); klippen Prealpini (Pk); Dominio Elvetico-Delfinese (H-D); bacino della Molassa (M); Catena del Giura (J); Sudalpino (SA); Lineamento Periadriatico (pl); bacino Pannonico (PB); avampaese europeo (EF); avampaese padano adriatico (PA); Dinaridi (DI); Appennini (AP). Nel riquadro rosso è indicata l'area di studio (da Dal Piaz et al., 2003).

A Sud del Lineamento Periadriatico, il Sudalpino, nonché area di studio e rilevamento, è considerato come il tipico esempio di margine continentale deformato dell'orogene alpino (*Bertotti et al., 1993*); è delimitato nella porzione meridionale da un fronte sepolto, al di sotto dell'avampaese padano, arrivando fino alla porzione più settentrionale della Pianura

Veneta, il cui limite è individuato in corrispondenza della flessura pedemontana veneta e nel thrust di Montello (Fig. 5.3) (Castellarin & Cantelli, 2000). In corrispondenza di questo *thrust* si ha la transizione tra il settore più deformato (ovvero le coperture meso – cenozoiche, la porzione più a Sud e più recente del Sudalpino orientale) e il bacino di avampaese (rappresentato dai riempimenti di *molasse* della Pianura Veneta).

Il limite occidentale del dominio Sudalpino corrisponde al sistema delle Giudicarie (Fig. 5.3). Qui il lineamento Periadriatico perde il proprio andamento generale E- O in favore di uno strike NE - SO con cinematica prevalente di tipo *strike – slip*, rampe oblique e laterali, generalmente più corte e sottili.

Infine, il limite orientale del Sudalpino si trova in corrispondenza delle Dinaridi (Fig. 5.3), catena montuosa con andamento NNO – SSE che si sviluppa lungo la costa adriatica orientale (Castellarin et al., 2006; Doglioni & Carminati, 2008). Lo schema strutturale del Sudalpino (orientale) è illustrato in Fig. 5.3.

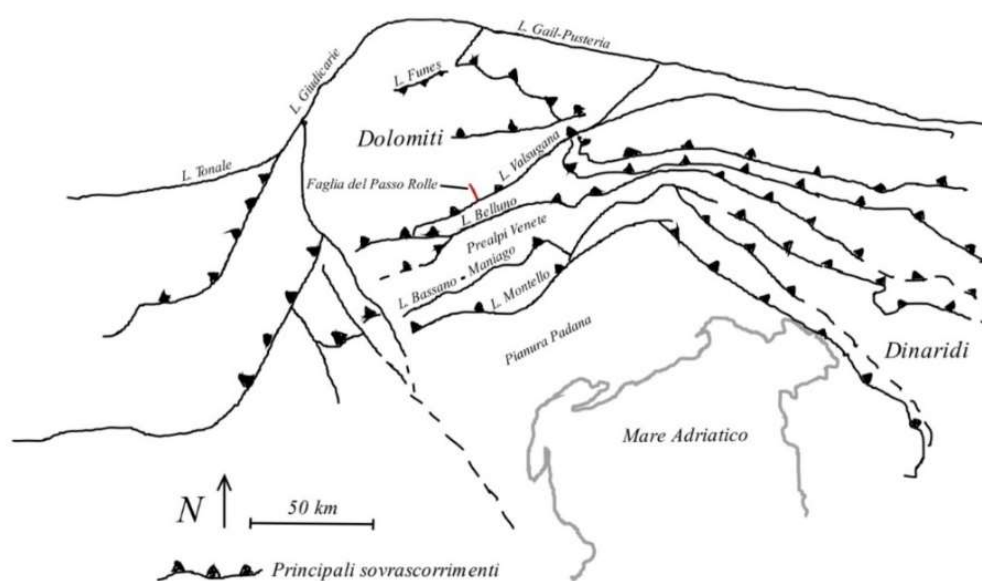


Fig. 5.3. Schema strutturale del Sudalpino: in evidenza in rosso la Faglia di Passo Rolle (in corrispondenza dell'area di rilevamento) (Da Cantelli M., 2023.).

La sezione vibro-sismica Trans-Alp, precedentemente citata, ha inoltre permesso di evidenziare la presenza, nel Dominio Sudalpino, di *thrust* retro-vergenti, ovvero con vergenza verso Sud (Retroscoorimento di Funes, visibile in Fig. 5.3); questa conformazione rende il Sudalpino, dal punto di vista geodinamico, una retro - catena di ordine gerarchico secondario rispetto all'orogene alpino.

5.2. Assetto tettonico – strutturale del Sudalpino

Il Sudalpino è diviso in due porzioni dal sistema transpressivo delle Giudicarie (Curzi et al., 2024): a Ovest si trovano le cosiddette cSA (central Southern Alps) e a Est la porzione orientale del dominio del Sudalpino, anche definito ESA (Eastern Southern Alps, ovvero le Alpi Orientali Meridionali), comprendente le Dolomiti, laddove è avvenuta l'attività di studio (Fig. 5.4).

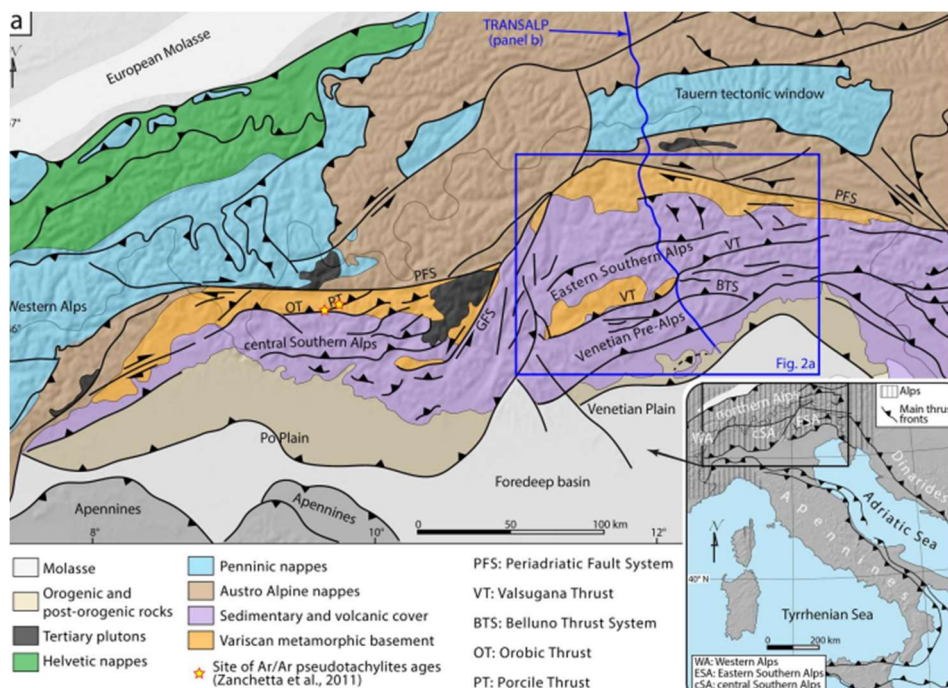


Fig. 5.4. Mappa schematica dell'assetto delle alpi ove visibile le ESA, le cSA e i principali sovrascorrimenti citati. Nel riquadro blu è evidenziata la porzione di Alpi Orientali comprendente anche parte delle Dolomiti e delle Pre-Alpi Venete (da Curzi et al., 2024).

Le ESA sono state influenzate da diversi eventi tettonici e magmatici tra i quali è possibile annoverare:

- **ripping permo – triassico** che causò un assottigliamento litosferico e magmatismo, derivante dallo smembramento del supercontinente Pangea; si ebbe inoltre la formazione di bacini ad andamento N – S e alti strutturali tra i quali il Distretto Vulcanico Atesino a Ovest e il Bacino Carnino Bellunese a Est (Bosellini & Doglioni, 1986; Cassinis et al., 2008; Doglioni, 1987; Morelli et al., 2012).
- Nel **Triassico Medio** una tettonica di tipo transpressiva sinistra deformò il nucleo Sudalpino (Dolomitico in particolare) con un andamento N70°E (in corrispondenza dei Lineamenti di Stava e Trodena, limite settentrionale dell'anticlinale di Cima Bocche) (Fig. 5.5); questo evento causò la generazione di strutture a fiore positive nel basamento (Anticlinale di Cima Bocche) (Doglioni, 1984; 1987), subsidenza e

un conseguente evento magmatico, sempre ascrivibile al *Ladinico* (Bonadiman et al., 1994; Castellarin et al., 1998; Doglioni & Carminati, 2008; Lustrino et al., 2019; Sloman, 1989). Si trattò di un evento vulcanico di 1 – 2 Ma di durata che interessò in particolar modo la regione delle Dolomiti, con il centro vulcanico di Predazzo (Fig.5.5).

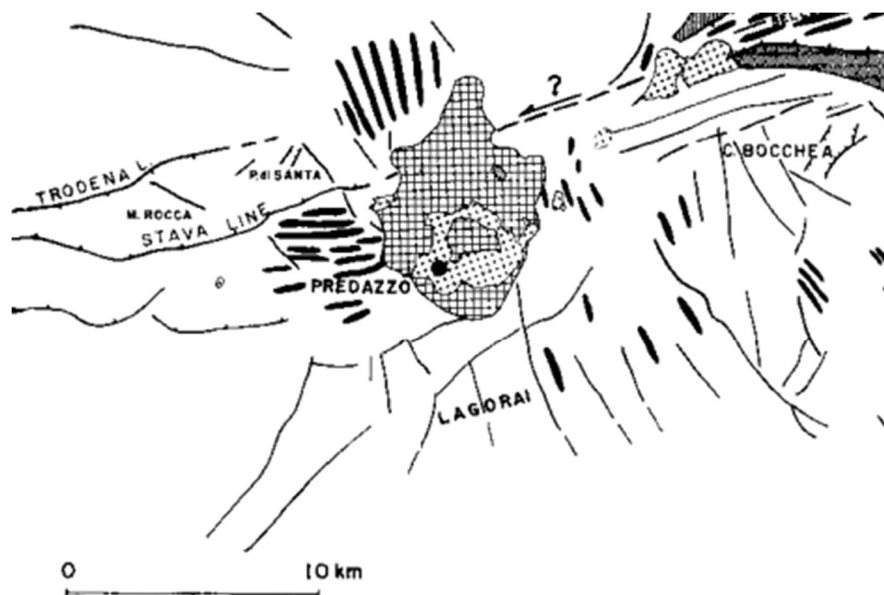


Fig. 5.5. Schema della tettonica ladinica: si notino la Linea Stava-Anticlinale di Cima Bocche e il centro vulcanico di Predazzo (da Doglioni, 1984).

- Dal **tardo Triassico al Giurassico Medio** una tettonica di tipo estensionale portò allo sviluppo dell'*horst* di Trento, struttura con andamento N – S, nella porzione occidentale delle Alpi Orientali Meridionali e del *graben* di Belluno nella porzione orientale; durante il Giurassico Medio – Inferiore avvenne inoltre l'evento parossistico di tale estensione, l'apertura dell'Oceano Ligure – Piemontese (Carminati et al., 2010; Cozzi, 2002; Handy et al., 2010; Masetti et al., 2012; Picotti & Cobianchi, 2017; Trombetta & Bottoli, 1998).
- Infine, si ebbero diverse fasi di compressione alpine orientate E-O: una fase risalente al **Cretaceo Superiore – Paleocene** correlabile alla subduzione della Tetide Alpina e ad un raccorciamento crostale (di tipo *thin skinned*) di 10-11 km in una sezione E-O di ampiezza 70 km (Doglioni, 1987), una fase **Eocenica** corrispondente alla tuttora attiva collisione continentale con raccorciamento NNO – SSE di tipo *thick skinned*, che coinvolse anche il basamento e produsse sovrascorrimenti vergenti a SSE e infine una fase post collisione **Eocenica – Pliocenica** (Caputo et al., 2010; Castellarin & Cantelli, 2000; Castellarin et al., 2006; Keim & Stingl, 2000).

La strutturazione del Sudalpino risale al Neogene: durante questo Periodo è possibile suddividere tale fase post collisionale, in tre distinte fasi (*Castellarin & Cantelli, 2000; Castellarin et al., 2006*):

- una prima fase compressionale Eocenica – Miocenica (**Dinarica**) che accomodò un raccorciamento in risposta ad una compressione orientata NE- SO;
- una seconda fase Miocenica associabile al sistema della **Valsugana** con una compressione orientata NNO – SSE;
- infine la fase Miocenica – Pliocenica (Sistema **Schio-Vicenza**) caratterizzata da una compressione ONO – ESE.

La compressione NNO – SSE è tuttora attiva nella porzione frontale meridionale delle Dolomiti, in corrispondenza delle Prealpi Venete, come documentato dall'odierna attività sismica (*Anselmi et al., 2011; Serpelloni et al., 2016*)

Da un punto di vista strutturale, il dominio Sudalpino, in particolare la porzione orientale (ESA), si è strutturato grazie allo sviluppo da Nord verso Sud di pieghe, sovrascorrimenti ed episodiche riattivazioni fuori – sequenza di strutture compressive (specialmente nelle aree più interne).

I sovrascorrimenti principali sono orientati E – O o ENE – OSO, associabili dunque ad un generale accorciamento crostale NO – SE che accomodò le molteplici riattivazioni dei sovrascorrimenti durante un periodo di tempo di circa 73 Ma. L'età di riattivazione dei *thrust* nel Sudalpino orientale in parte si sovrappone all'età di compressione nel Sudalpino centrale richiamando dunque un tentativo di rappresentazione di un'evoluzione tettonica “a lungo termine” dell'intero dominio Sud-vergente delle Alpi Europee (orogenesi polifasica).

Tra i principali sovrascorrimenti, la cui riattivazione ha influenzato l'area di studio rilevata, si ricordano, il Sovrascorrimento della Valsugana e il più esterno (più prossimo all'avampaese, nonché più a Sud), Sovrascorrimento di Belluno (*Fig. 5.3 e Fig. 5.4*). La zona di rilevamento è situata sul blocco di tetto della Linea della Valsugana.

L'attività compressiva della Valsugana è databile Miocene medio – superiore (Serravalliano – Tortoniano); ciononostante, la localizzazione di questa risulta controllata da una paleofaglia a carattere estensionale, attiva dal Permiano Inferiore (Paleofaglia della Valsugana) (*Selli, 1998*).

È inoltre stato datato il *gouge* di faglia del Sovrascorrimento della Valsugana tramite analisi geocronologiche K-Ar e dai carbonati di origine tettonica tramite datazioni U-Pb; se ne è rinvenuta un'età di attivazione del *thrust* risalente al tardo Cretaceo (78 – 76 Ma), associabile a una deformazione localizzata a livelli strutturali inferiori (basamento metamorfico) che poi continuò fino al tardo Miocene (6 Ma).

Per quanto riguarda il Sovrascorrimento di Belluno, questo ha registrato due distinti eventi deformativi: durante l'Oligocene (29+/-11.2 Ma), datato grazie allo studio di *gouge* di faglia con il metodo K-Ar e nella transizione Oligocene – Miocene, datato grazie a metodi di geocronologia U-Pb su delle *slikenlines* di calcite (è risultata un'età di 23 +/-14Ma) (Curzi et al., 2024).

5.3. Le Dolomiti

Le Dolomiti costituiscono la porzione centro Nord delle Alpi Meridionali (Fig. 5.6). Sono formate da uno *slab* coerente di crosta superficiale (il basamento della catena dolomitica) trasportato in direzione Sud, lungo il *thrust* della Valsugana al di sopra delle Prealpi Venete per più di 10 km, durante il Neogene; questo processo portò alla formazione di un ampio sinclinorio il quale si trova limitato a Nord dal Retroscorrimento di Funes e a Sud dal *Thrust* della Valsugana (Gianolla et al., 2010), come visibile in sezione di Fig. 5.7.



Fig. 5.6. Ubicazione geografica delle Dolomiti; immagine dal sito <https://www.britannica.com/place/Dolomites>.

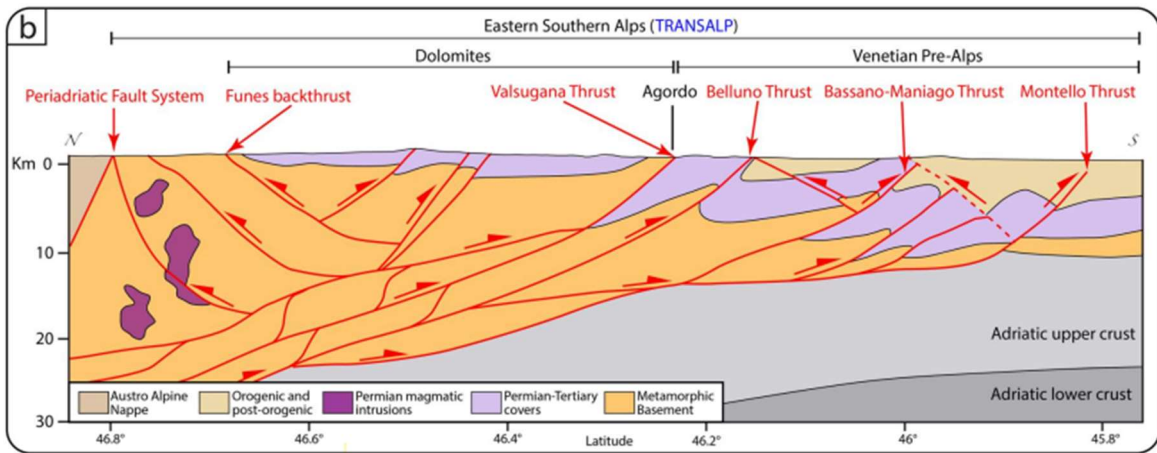


Fig. 5.7. 2024 Sezione riferibile alla sezione vibro – sismica TRANSALP DI Fig. 5.1 (Da Curzi et al, 2024).

Si tratta di una struttura concava verso l'alto, impostata sul basamento, con asse orientato circa NE – SO, di un'ampiezza di circa 60 km, (Curzi et al., 2023); all'interno di questa struttura la copertura sedimentaria permio - mesozoica si è adattata e ha creato ondulazioni a scala minore. Si tratta comunque di un dominio relativamente poco deformato dal punto di vista tettonico: non ebbe luogo una deformazione penetrativa come neppure un intenso spostamento laterale (Doglioni, 1987; Bosellini et al., 2003).

5.4. La Faglia di Passo Rolle

La Faglia di Passo Rolle è una struttura tettonica di rilevante importanza presente nell'area di studio, attraversa la valle del Cismon con andamento NNO – SSE e i suoi limiti sono, a Sud in corrispondenza con l'interruzione della Linea della Valsugana, mentre a Nord non è ancora stato definito chiaramente.

La letteratura riporta un andamento della faglia, in corrispondenza di Passo Rolle, caratterizzato da due *spaly* indipendenti i quali si richiudono poco a monte definendo una forma sigmoidale in pianta (Massironi et al., 2006); tale geometria, come verrà discusso nella sezione 7. DISCUSSIONE DEI DATI, giustifica la messa in posto di formazioni limitrofe rilevate le quali non sarebbero stratigraficamente coerenti: un contatto di tipo tettonico è il solo che possa dimostrare l'assetto rilevato, come da che sezione allegata.

Tale struttura tettonica separa un settore occidentale caratterizzato da potenti successioni ignimbriche e uno orientale, la successione sedimentaria permio – triassica (Pale di San Martino) priva o quasi di vulcaniti. La Faglia di Passo Rolle è considerata dunque il limite orientale della grande depressione tettonica ove nel Permiano si sono imposti i domini del

DVA (Selli, 1998). È stato possibile ipotizzare un rigetto della faglia a Est e ad Ovest in epoca permiana grazie alla variazione di spessore delle vulcaniti.

In particolare, durante le prime fasi di *rifting* permiano – triassiche la Faglia di Passo Rolle costituì il limite tra una zona bacinale ed un alto strutturale (tra la Caldera di Bolzano a Ovest e il Bacino Carnico Bellunese a Est).

Successivamente, durante la tettonica estensionale mesozoica (fine Triassico e inizio Giurassico), la Linea del Rolle invertì la sua cinematica e venne affiancata da faglie minori a carattere distensivo e andamento NNE–SSO e N-S (es. Linea della Tognazza) che contribuirono allo sviluppo di strutture *horst* e *graben* (*horst* di Trento e *graben* di Belluno). La zona a Est, che durante l'evento precedente era stata sollevata, venne dunque ribassata a seguito di una cinematica di tipo estensionale (Curzi *et al.*, 2023).

Successivamente, durante le fasi compressionali alpine, la faglia è stata riattivata con una cinematica di tipo transpressivo; ciò è testimoniato dalla presenza di *slikenlines* orizzontali destre sulle direttrici NNO e sinistre su quelle NNE (Massironi *et al.*, 2006). Durante questa fase si formò il retroscorrimento di Cimon della Pala, vergente a NNO, in concomitanza all'attivazione di sovrascorrimenti e faglie a carattere trascorrente minori; si ebbe inoltre la riattivazione delle faglie estensionali tardo triassiche – inizio giurassiche (Curzi *et al.*, 2023).

In conclusione, è possibile affermare come la Faglia di Passo Rolle accomodò una transpressione alpina significativa e che l'assetto permiano – giurassico promosse la localizzazione della deformazione alpina a Est della struttura tettonica (evidenziate dalla deformazione penetrativa, dalla presenza di pieghe e sovrascorrimenti nei domini silicol-clastici carbonatici); a Ovest del Lineamento, invece, laddove si ha la formazione del DVA, più competente e meno deformabile, si formarono solamente sovrascorrimenti minori e faglie trascorrenti, tendenzialmente sfruttando gli andamenti delle strutture precedenti.

6. RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO

Verranno discussi ora i domini geologici presenti nella porzione delle Dolomiti studiata (Dolomiti Orientali, in corrispondenza di Passo Rolle) ponendo particolare attenzione agli affioramenti più rilevanti mostrati anche nella carta geologica. In linea generale tali domini hanno una variabilità cronologica che spazia dal *Sakmariano* (Permiano inferiore) all'*Olenekiano* (Triassico Inferiore).

Le diverse formazioni sono state rilevate e cartografate come da carta geologica ed è stata eseguita una sezione A – B (allegata) per meglio comprendere l'assetto tettono – stratigrafico.

La metodologia di approccio al rilevamento è stata di tipo tradizionale: sono stati rilevati i 3,8 km² di areale, sono stati cartografati gli affioramenti e le principali strutture di carattere primario e secondario; per quanto riguarda gli affioramenti più impervi e irraggiungibili, sono state scattate fotografie che hanno permesso di comprendere macroscopicamente l'assetto dell'areale di studio; sono state scattate immagini che verranno commentate al fine di permettere la comprensione dell'assetto generale dell'area di studio.

In primis verranno descritte le formazioni, dalle unità più antiche alle più giovani, dal punto di vista litostratigrafico, tramite l'ausilio di fotografie dei campioni rinvenuti e degli affioramenti. Successivamente saranno illustrati i risultati del rilevamento relativi all'assetto stratigrafico – strutturale dell'areale, andando ad analizzare e a commentare la sezione geologica e tramite l'ausilio di Stereonet.

Infine verrà dedicata una sezione all'analisi delle strutture tettoniche principali che, nell'area di rilevamento, vedono la Faglia di Passo Rolle, struttura di primaria importanza (*Curzi et al., 2023*).

6.1. Litostratigrafia

È necessario in *primis* fare una breve digressione su una formazione che non è effettivamente stata cartografata ma essendo in sezione geologica (al di sotto delle unità rilevate) si ritiene opportuno un breve *excursus* in merito, ovvero il Basamento Cristallino.

UNITA' DEL BASAMENTO CRISTALLINO (BAS)

Le unità più antiche delle Dolomiti risalgono al Paleozoico e costituiscono il Basamento Metamorfico. Viene esposto solamente in corrispondenza della zona di Agordo (Val Imperina), a Cima Tognola e a Est di Trento, nella zona di Recoaro, ovvero a tetto delle due faglie della Valsugana e di Funes (*Curzi et al. 2023, Doglioni, 1987; Bosellini, 2003.*) Tali unità paleozoiche sono costituite da rocce metamorfiche di medio – basso grado (facies scisti verdi e anchizonali), deformate e metamorfosate durante l'Orogenesi Varisca (*Bosellini, 1989; Massironi et al., 2006*). Si tratta di un complesso pelitico – psammitico inferiore (Formazione di Bressanone) e superiore (formazioni delle Valli del Pasubio) separati da una sequenza vulcanica, i Porfidi del Comelico. La Formazione di Bressanone è costituita da filladi quarzifere grigio verdastre i cui protoliti risultano essere peliti e areniti, databili, grazie a studi di faune ad acritarchi, al Cambriano superiore – Ordovicinano inf (*Kalvacheva et al., 1986*); la fase finale dell'orogenesi Varisca corrisponde alla messa in posto di intrusioni magmatiche (Porfidi del Comelico) la cui età risale all'Ordovicinano sup. – Siluriano inf. (sono stati datati zirconi in metarioliti cristallizzati durante l'effusione di tali prodotti magmatici, tramite il decadimento U / Pb) (*Meli & Kloetzli, 2001*). Si tratta di gneiss a composizione acida, *fabric* anisotropo, da minuti a micro – occhiadini che presentano colore da grigio a verdastro e minuti fenocristalli di quarzo, albite e K – feldspato. Tale complesso intermedio rappresenta infatti un evento magmatico sub aereo prevalentemente acido avvenuto per anatessi crostale tardo orogenica (*D'Amico 1964; Gregnanin in Dal Piaz et al., 1970; Sassi et al., 1979; Heinisch, 1981; Meli 1998*). Infine, la Formazione delle Valli di Pasubio, sequenza pelitico – psammitica superiore, è macroscopicamente equivalente alla Formazione di Bressanone: sono distinguibili solamente per la posizione stratigrafica e grazie alla presenza, entro la Formazione delle Valli di Pasubio, di intercalazioni di metabasalti e cloritoscisti della Formazione di Gudon

nonché per la maggior presenza di solfuri e di carbonato tipo ankerite e talvolta di cloritoidi. Tale formazione è stata datata grazie ad associazioni a graptoliti e coralli (Dieini et al., 2005).

Filladi quarzifere della Formazione del Bressanone e Gneiss Occhiadini sono stati studiati in un affioramento fuori area rilevamento presso Cima Tognola (Fig. 6.1), di emblematica importanza strutturale: registrano, infatti, un susseguirsi di eventi deformativi che hanno portato alla formazione di strutture plicative di tipo *rootless*, clivaggio di crenulazione, strutture sigmoidali, come in Fig. 6.2.



Fig. 6.1. Ubicazione dell'affioramento di BAS presso Rifugio Tognola (Cima Tognola), a Sud rispetto all'area di rilevamento.



Fig. 6.2. Filladi di Bressanone intensamente deformate presso Cima Tognola.

DISTRETTO VULCANICO ATESINO (DVA)

Le unità più antiche rilevate sono risalenti al *Sakmariano* (Permiano inferiore) e occupano la sezione Sud occidentale dell'area di studio, caratterizzano Buca Ferrari, Cima Tognazza e arrivano poco più a Nord di Capanna Sass Maor: si tratta del Distretto Vulcanico Atesino (DVA), come da carta semplificata di Fig. 6.3.

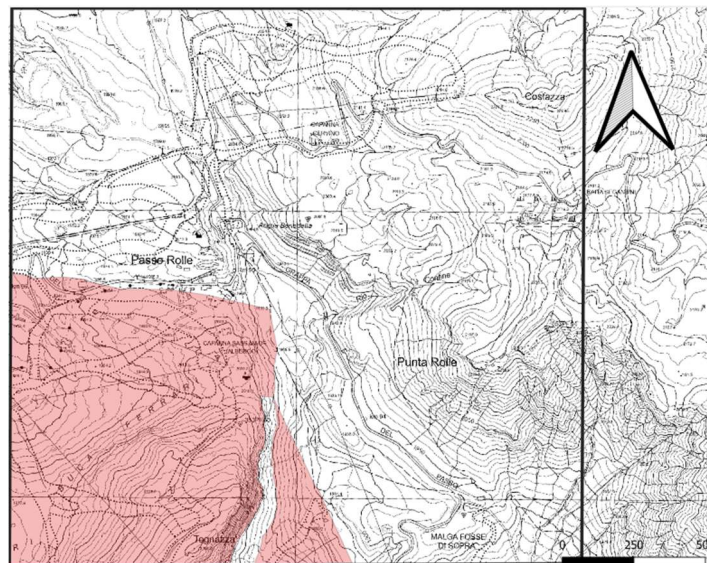


Fig. 6.3. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza la Formazione del DVA.

Si presentano alla scala dell'affioramento come ignimbriti massive, grigio - rossastre, molto competenti, talvolta alterate e interessate da fratture subverticali. Presso Cima Tognazza sono state rilevate morfologie montonate presumibilmente formatesi durante l'Ultimo Massimo Glaciale (26.5 – 19 Ma fa) (Clark et al., 2009). Il campione a mano presenta tessitura porfirica, sono distinguibili fenocristalli di quarzo, plagioclasio e biotite. È stata osservata la presenza di tessitura eutassitica, frammenti vitroclastici e di clasti litici (Fig. 6.4).



Fig. 6.4. Ignimbrite del Distretto Vulcanico Atesino: visibile struttura tipica a *fiamma* con all'interno presente un clasto litico.

La messa in posto è correlabile ad un'attività subaerea di tipo fissurale che si protrasse tra 276 e 268 Ma e portò alla messa in posto di flussi piroclastici riolitici (ignimbriti), subordinati duomi, colate di lava dacitiche e depositi di caduta. L'età di messa in posto è indicata dalle isocrone Rb – Sr su biotite di ignimbriti rioldacitiche superiori (D'Amico et al., 1980; D'Amico & Del Moro, 1988); risultati analoghi sono stati ottenuti con determinazioni Th – Pb su allanite di ignimbriti riolitiche (Barth et al., 1994). Tali rocce vulcaniche fanno parte del Distretto Vulcanico Atesino e comprendono termini da acidi a basici. Probabilmente l'evento che portò a tale attività magmatica fu legato ad un assottigliamento litosferico ed estensione post orogenica Varisica. Si generò inoltre una depressione tettonica di circa 2000 km² estesa, da Ovest a Est, dalla Valle dell'Adige alla linea di Passo Rolle e da Nord a Sud dal Lineamento Periadriatico alla linea della Valsugana (D'Amico & Del Moro, 1988). Tale depressione si formò in un contesto post collisionale o, per opera di una tettonica transtensiva destra che accomodava nel Permiano i movimenti tra Gondwana e Larussia (Arthaud & Matte, 1977; Massari, 1988; Vai, 1991; Benciolini et al., 2001), oppure a causa di un processo di distensione per *underplating* magmatico (Brodie & Rutter, 1987; Dal Piaz, 1993; Selli, 1998); i processi di subduzione appaiono tuttavia problematici, non trovano riscontro nelle ricostruzioni paleogeografiche (Vai &

Cocozza, 1986; Neugebauer, 1988). Per giustificare l'apparente contraddizione tra il contesto geotettonico e l'affinità calcareo-orogena, è stato ipotizzato il coinvolgimento di sorgenti mantelliche modificate da precedenti processi subduzionali (Massari, 1986; Bargossi et al., 1998). Sono stati riconosciuti due principali cicli di attività vulcanica: un ciclo inferiore di lave basiche, caratterizzanti il settore occidentale della depressione, e un ciclo superiore (presente nell'area di rilevamento) più evoluto e costituito da ignimbriti riolitiche e riodacitiche (Bonin et al., 1993; Barth, 1994). Tali ignimbriti poggiano con limite inconforme sulle filladi del basamento o ricoprono i Conglomerati di Ponte Gardena e sono a loro volta ricoperte in discordanza dalle Arenarie di Valgardena, come visibile da sezione allegata; durante le deformazioni alpine inoltre, le formazioni a tetto della Linea della Valsugana hanno subito un *tilting*: l'andamento giaciturale risulta con un'inclinazione costante di 25°-30°.

SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO - TRIASSICA

ARENARIE DELLA VAL GARDENA (AVG)

A Nord del Distretto Vulcanico Atesino, nell'area di studio, la porzione occidentale vede le Arenarie di Valgardena (**AVG**) come la formazione maggiormente affiorante, come da carta semplificata di Fig. 6.5.

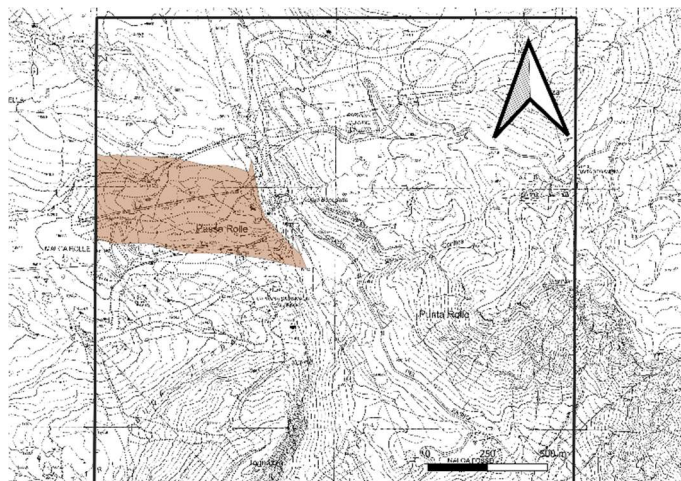


Fig. 6.5. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza la Formazione delle AVG.

Risalgono al Permiano superiore (*Wuchiapingiano* – *Changhsingiano*) e si tratta di depositi alluvionali (conglomerati, siltiti, argilliti) rossastri derivanti dallo smantellamento di DVA. Sono talvolta presenti intercalazioni verdastre e noduli biancastri carbonatici, strutture sedimentarie trattive e si presentano tendenzialmente ben stratificate in strati centimetrici. Il campione a mano presenta granulometria per lo più sabbiosa anche se

talvolta sono state rinvenute con una granulometria minore (*silt* – argille); risultano friabili e meno competenti delle ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino. Il limite tra DVA e AVG è talvolta graduale, non netto; derivando infatti dal progressivo smantellamento delle ignimbriti (come mostrato in *Fig. 6.6*) dove è riscontrabile una graduale transizione tra DVA e AVG; nell'immagine mostrata è inoltre interessante osservare la maggiore permeabilità delle arenarie, a Nord in foto rispetto alle ignimbriti, verso Sud in foto (altra caratteristica utile per la differenziazione).



Fig. 6.6. Contatto tra AVG a sinistra, verso Nord e ignimbriti del DVA a destra in foto, verso Sud.

Dal punto di vista paleoambientale si misero in posto quando, nel Permiano superiore, si ebbe una trasgressione del livello marino, della Neotetide, da Est verso Ovest, durante la quale una buona parte dell'attuale area alpina fu sommersa.

I rilievi montuosi erano presenti a Ovest delle Alpi meridionali e vennero progressivamente smantellati; i detriti andarono a costituire una serie di conoidi alluvionali. Questi nuovi terreni che si misero in posto in Trentino, Alto Adige/Sudtirolo e in Carnia, verranno successivamente sostituiti da ambienti di arida piana alluvionale, solcate da fiumi e da laghi effimeri (*Massari et al., 1994*). In questo contesto sabbie e ghiaie si accumularono nelle depressioni topografiche e, soggette a litificazione, costituirono la successiva formazione alle ignimbriti permiane, ovvero le Arenarie della Val Gardena.

Si tratta delle prime unità della copertura sedimentaria permo – triassica; presso Passo Rolle poggiano sulle ignimbriti riolitiche del DVA, con contatto erosivo.

Lo spessore è variabile **da 20 a circa 100 m**; tali variazioni sono attribuibili ad una complessa paleotopografia ereditata dal precedente ciclo vulcanico del Permiano Inferiore e ad una

tettonica sinsedimentaria residua (*Massari et al., 1994*). Si ha dunque un assetto strutturale ad *horst* e *graben* in direzione E – O a livello sia regionale che locale.

Anche le strutture sedimentarie trattive talvolta rinvenute confermano l'ambiente di deposizione continentale superficiale, di bassa energia; la loro progressiva formazione è alimentata dallo smantellamento del substrato su cui poggiano.

FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL)

A Nord Ovest e a Sud Est sono presenti pochi affioramenti di ridotte dimensioni, mal preservati. La morfologia di queste aree è tipica della formazione a Bellerophon (**BEL**): piccole collinette e doline, pendii poco acclivi sono caratteristici di tale formazione evaporitica. Da *Fig. 6.7* è visibile ove, entro l'area di rilevamento, è stata rinvenuta questa formazione.

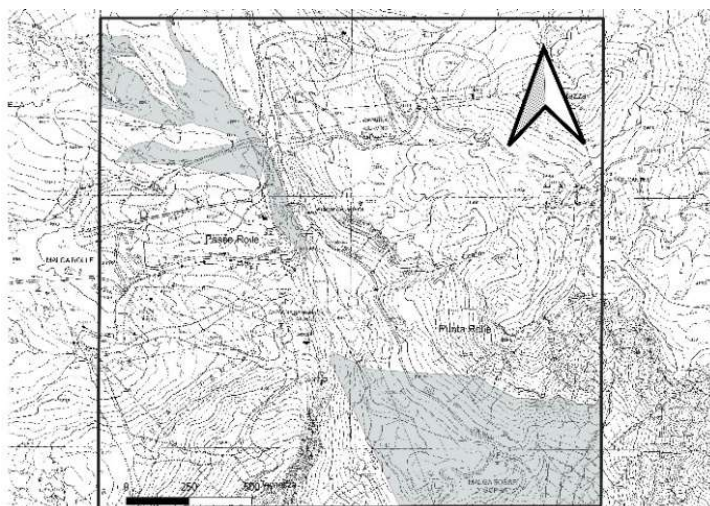


Fig. 6.7. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza la Formazione del BEL.

È risalente al *Changhsingiano* (Permiano superiore), si tratta di dolomie scure, grigiastre, marnose e vacuolari (specialmente in prossimità degli impluvi a Nord Ovest dell'area), con interstrati biancastri gessosi. Nell'area di rilevamento è stata rinvenuta solo la facies basale, facies Fiammazza mentre i calcari scuri bioclastici tipici della la facies Badiota non sono stati rilevati. I piccoli affioramenti si presentano con stratificazione a scala centimetrica, fratturazione pervasiva e mediamente alterati, spesso fortemente deformati in pieghe poliarmoniche; in *Fig. 6.8* un affioramento di BEL in corrispondenza del Torrente Cismon, a Sud di Passo Rolle.



Fig. 6.8. Affioramento di BEL nei pressi del Torrente Cismon, a Sud dell'area di rilevamento.

La Formazione a BEL si mise in posto nel medesimo contesto di deposizione delle Arenarie della Val Gardena, dunque di piana alluvionale arida: gli ambienti marini marginali e di *sabhka* veri e propri sono infatti rappresentati da queste successioni evaporitiche. Gessi e dolomie con tracce di radici, dolomie marnose e marne costituiscono la facies inferiore di tale formazione mentre gli ambienti marini subtidali sono rappresentati dalle dolomie grigie bioturbate della facies inferiore e in parte dai calcari neri della facies superiore.

L'ambiente deposizionale, coevo dunque a quello della deposizione delle Arenarie della Val Gardena, era dunque caratterizzato da bassa energia e, sebbene tettonicamente stabile, era una regione in progressiva subsidenza poiché controllato da un'emergente instabilità tettonica (confermata inoltre dal vulcanesimo permiano).

Dunque tale ambiente era soggetto ciclicamente a trasgressioni marine a causa della subsidenza generalizzata con la conseguente formazione di lagune che sovrastavano o interdigitavano le Arenarie della Val Gardena e, le cui regressioni in condizioni climatiche aride, permettevano la deposizione di sequenze evaporitiche (*Massari et al., 1994, Massironi et al., 2006*).

Il limite con le Arenarie di Val Gardena, in questo contesto, risulta essere dunque graduale, talvolta eteropico.

Lo spessore è valutabile con difficoltà in quanto si tratta di una formazione poco competente soggetta a deformazione pervasiva; in corrispondenza di Passo Valles risulta uno spessore pari a **300 m** (*Massari et al., 1994*). Si tratta di una formazione che, data la

medio – bassa competenza meccanica, costituisce un orizzonte di scollamento preferenziale: è ivi favorita la localizzazione della deformazione.

L'assetto del DVA, delle AVG, del BEL e l'evoluzione geologica dell'area dolomitica in età permiana sono illustrate in Fig. 6.9 e Fig.6.10.

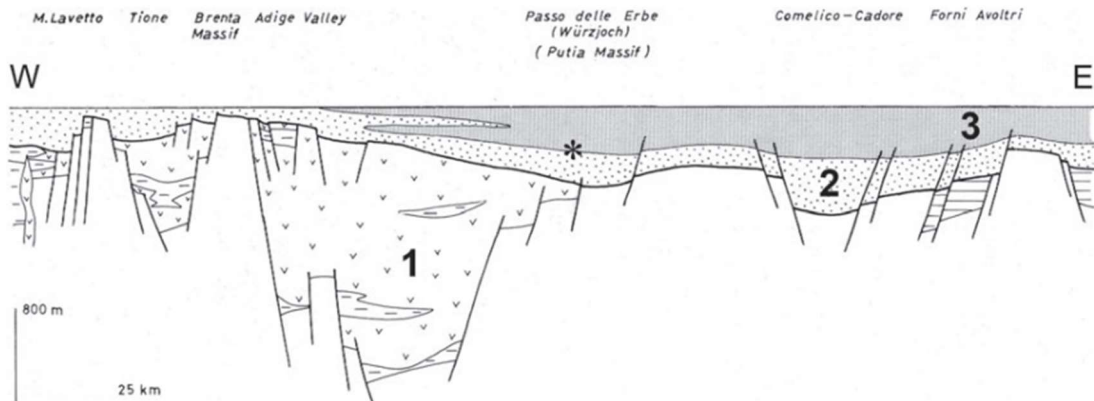


Fig. 6.9. Distribuzione regionale del Complesso Vulcanico Atesino (1), Arenarie di Val Gardena (2) e Formazione a Bellerophon (3) lungo un transetto Ovest-Est (Da Massari et al., 1994, con modifiche) (da Massironi et al., 2006).

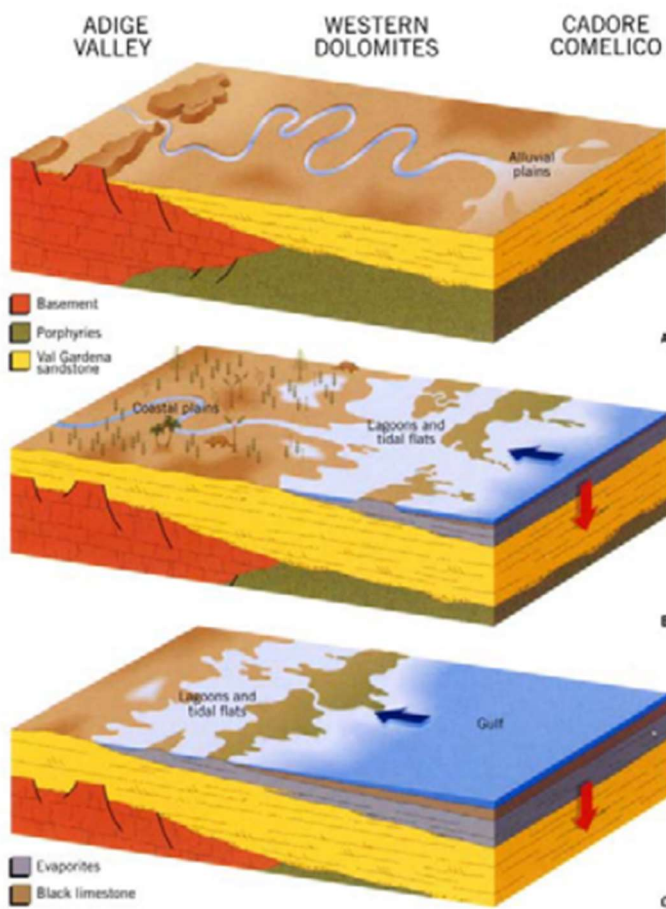


Fig. 6.10. Evoluzione geologica e geografica della regione delle Dolomiti durante il Permiano medio – superiore.

- a. In un'arida pianura alluvionale le Arenarie di Val Gardena si accumulano sul Basamento o sulle ignimbriti / rilievi vulcanici
- b. Subsidenza dell'area e ingressione da Est del mare
- c. Ulteriore trasgressione determinata dalla subsidenza trasforma la regione dolomitica in un vero e proprio golfo marino (da Bosellini, 1996)

FORMAZIONE DI WERFEN

La successiva formazione, dal punto di vista litostratigrafico, si trova in tutta la porzione Nord orientale dell'area; è caratterizzata da nove membri i quali sono stati rilevati e distinti. Si mise in posto al di sopra della Formazione evaporitica a Bellerophon, a causa di una progressiva subsidenza, tale da inibire le condizioni di *sabhka*: si ebbe dunque un approfondimento generalizzato che portò alla deposizione di una sequenza di calcari (sebbene non ancora in condizioni di mare profondo): la Formazione del Werfen. È databile prevalentemente Triassico Inferiore e risulta litologicamente molto variegata; il diverso carattere reologico dei singoli membri rende importante la loro distinzione sia per le interpretazioni strutturali che per svariati aspetti di geologia applicata (*Massironi et al., 2006*). È costituita da una parte inferiore principalmente carbonatica (WER1) e una superiore principalmente silicoclastica (WER2); sebbene vi siano variazioni nei vari cicli è possibile affermare che la componente silicoclastica aumenti progressivamente verso la parte sommitale della Formazione.

La Formazione di Werfen è suddivisa in 9 membri, caratteristici per lo più di ambienti di mare basso.

Membro di Tesero e Mazzin (T+M)

Il più antico, nonché quello più a Sud dell'area di rilevamento, ma comunque a Nord del BEL, è il Membro di Tesero (risalente al *Changhsingiano*, Permiano superiore) e Mazzin (*Induano*, Triassico Inferiore) (T+M): solamente un affioramento è stato possibile campionare e rilevare; i restanti sono stati tralasciati poiché in aree impervie. Risulta presente nell'area di rilevamento come da carta semplificata di *Fig. 6.11*.

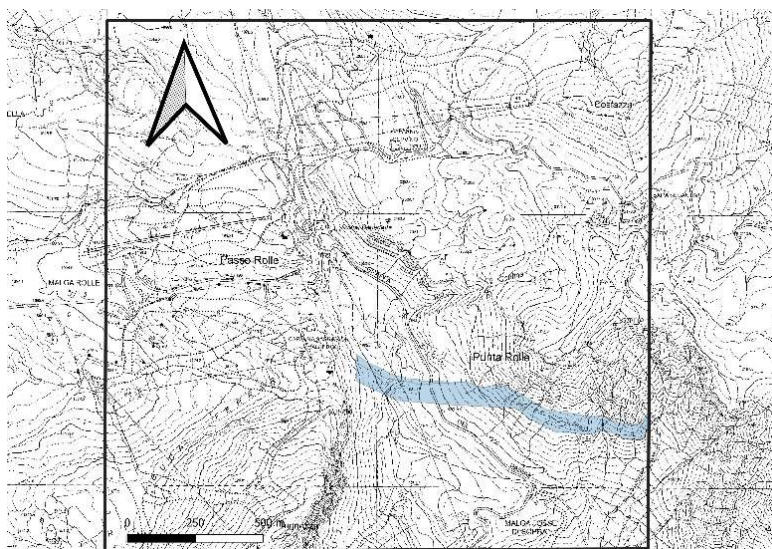


Fig. 6.11. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza il Membro del T+M.

Litologicamente è un calcare marnoso, grigio, con una frattura concoide su superficie fresca, nodularità pervasiva a scala sub centimetrica (carattere diagnostico), sono talvolta presenti interstrati marnosi, è stato rinvenuto in stati metrici e bancate. Si tratta di un Membro del Werfen maggiormente competente della sottostante Formazione a Bellerophon: tende infatti a formare morfologie caratterizzate da scarpate subverticali. Non è stato rinvenuto il Membro inferiore del Tesero costituito da calcari e dolomie oolitici bioclastici, bensì solo il Mazzin (calcare marnoso) (Fig. 6.12).



Fig. 6.12. VISTA NE. Affioramento del Membro T+M. Sullo sfondo visibile parzialmente Punta Rolle.

I due Membri Tesero e Mazzin sono stati cartografati insieme nell'area di studio: è inoltre rilevante il fatto che al loro interno, pochi metri sopra il limite tra i due, sia preservata la sezione che coincide con il passaggio Permiano – Triassico (datato $251,902 \pm 0,024$ Ma) (Cohen et al., 2013): si tratta di un intervallo importante poiché corrisponde alla più grande estinzione di massa (la terza in ordine di tempo delle 5 totali) che vide l'estinguersi del 90% degli organismi marini (Giannolla et al., 2008).

Dal punto di vista paleoambientale la messa in posto del Membro di Tesero è associabile ad una rapida trasgressione: risulta infatti sottile ma lateralmente molto esteso, correlabile ad una deposizione in condizioni di moto ondoso in ambiente di battigia (Broglia Loriga et al., 1983; 1990). Lo spessore aumenta verso Ovest: da 1 – 2 m nelle Dolomiti centro - orientali passa ad un massimo di 10 – 30 m in Val di Fiemme e in Valsugana (Bosellini, 1964); lo spessore nell'area di San Martino è di circa 5 m.

Per quanto riguarda il Membro del Mazzin, invece, l'ambiente deposizionale risulta quello di uno *shelf* al di sotto del livello normale di base d'onda (Broglia Loriga et al., 1983; 1990). È graduale il limite inferiore con il Tesero e lo spessore è di circa 40 m. Seppur non rinvenuto, da letteratura il contenuto paleontologico risulta abbondante ma poco differenziato: ciò è attribuibile al recupero ritardato, osservabile a scala globale, dell'estinzione permio - triassica. La presenza di fossili, specialmente del bivalve *Claraia*, aumenta progressivamente verso la sommità del Membro (Twitchett, 1999; Payne et al., 2004).

Membro di Andraz (AND)

Il successivo Membro di Andraz (AND), (*Induano*, Triassico Inferiore), a causa anche dello spessore ridotto (25 m) (Massironi et al., 2006) e della tendenza all'erosione data la bassa competenza, è stato rilevato solamente in un affioramento molto alterato e fratturato (Fig.6.14). Ne è tuttavia stato ipotizzato l'andamento, come da carta semplificata di Fig. 6.13 correlandolo ai membri sovra e sottostanti.

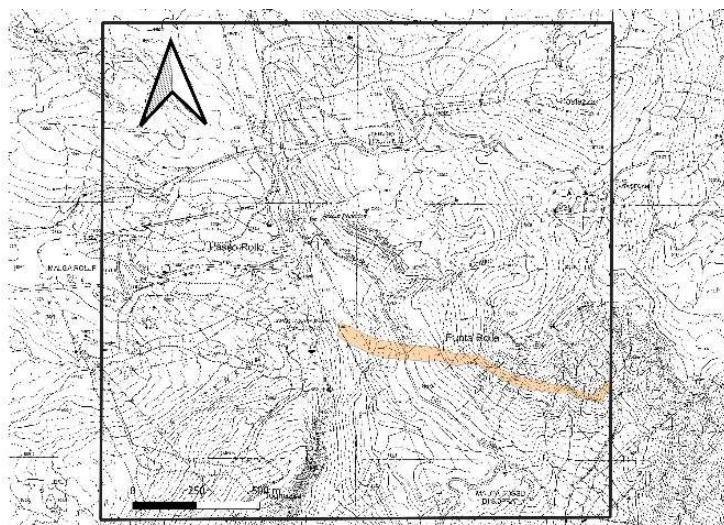


Fig. 6.13. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza il Membro di AND.



Fig. 6.14. VISTA SE. Affioramento di Andraz. In secondo piano visibile Cima Tognazza (DVA).

Per la ricostruzione dell'assetto di tale Membro, la morfologia è stata di rilevante supporto: essendo poco competente tende infatti a formare pendii dolci, prati e cenge con un caratteristico colore rossastro / arancione. Si tratta di un litotipo il cui campione a mano si presenta a granulometria fine (argillite - siltite) rosa - rossastro alternato a strati di maggiore competenza (dolomie grigio – giallastre) talvolta laminate in strati centimetrici – decimetrici.

Per quanto riguarda l'ambiente deposizionale, questo Membro rappresenta una piana alluvionale distale e prossima alla costa oppure una piana di marea sopratidale, in clima arido (*Broglia Loriga et al., 1983*).

Il limite con il sottostante Membro di Mazzin è netto, come anche il limite con il Membro di Siusi sovrastante. Nell'affioramento di *Fig. 6.13*, procedendo da SO verso NE, si è rilevato un passaggio da un detrito rossastro (AND) a una litologia più competente, grigiastra: si trattava del limite AND – SIU di cui però non è stato possibile rinvenire una giacitura data l'elevata alterazione.

Membro di Siusi (SIU)

Caratterizzante la porzione centrale dell'areale di rilevamento, con un andamento come da carta semplificata in *Fig. 6.15* NNO – SE, il Siusi risulta il successivo Membro del Wefen rilevato.

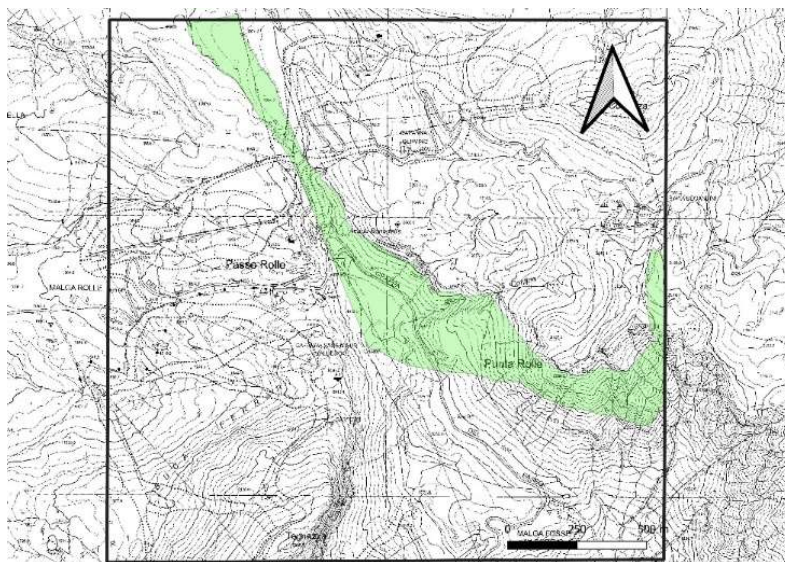


Fig. 6.15. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza il Membro di SIU.

In particolare, la zona di Punta Rolle appare con pareti verticali, strati a spessore variabile (tendenzialmente decimetrici), via via più sottili, a tratti laminati e maggiormente silicoclastici verso la parte alta del Membro (laddove infatti la topografia appare più dolce). Si tratta di calcari, talvolta marnosi, grigio verdastri con un contenuto fossilifero talora

abbondante (sono stati rinvenuti fossili del genere bivalve *Claraia Clarai*). Risulta un Membro la cui variazione da letto a tetto è significativa, sia dal punto di vista della colorazione, da grigio a rossastra, sia a livello di stratificazione (da strati decimetrici a laminazioni); un aspetto significativo è la presenza, in questa parte sommitale più silicoclastica, di livelli carbonatici: tale caratteristica è diagnostica per poter distinguere questo Membro con il simile Campil (il quale, come vedremo successivamente, non presenta intercalazioni carbonatiche) (Fig. 6.16). In Fig. 6.17, invece, è visibile un affioramento di SIU basale, ove prevale la componente carbonatica.



Fig. 6.16. VISTA E. Affioramento di SIU sommitale: visibili le intercalazioni carbonatiche.



Fig. 6.17. VISTA N. Affioramento di SIU basale in corrispondenza del Torrente Cison, in prossimità del limite con l'AND.

La deposizione del SIU risale all'*Induano* (Triassico Inferiore) (Twitchett, 1999) e corrisponde ad un'ambiente da rampa mediana nella parte basale (le calcareniti a base

erosiva sono difatti tempestiti) ad una rampa interna con influenza terrigena; la parte sommitale del Membro corrisponde ad uno *shoreface* silicoclastico.

Lo spessore del SIU risulta, presso Punta Rolle, di **70 m** (Broglia Loriga et al., 1990).

Una superficie leggermente erosiva, indice di una rapida trasgressione, corrisponde al limite inferiore netto con il Membro successivo.

Membro di Oolite a Gasteropodi (OG)

Le scarpate subverticali di Punta Rolle, al di sopra del Membro di Siusi, e più a Nord Ovest, laddove sono stati rinvenuti ulteriori piccoli affioramenti, sono costituite dal Membro dell'Oolite a Gasteropodi (OG) (Fig. 6.18).

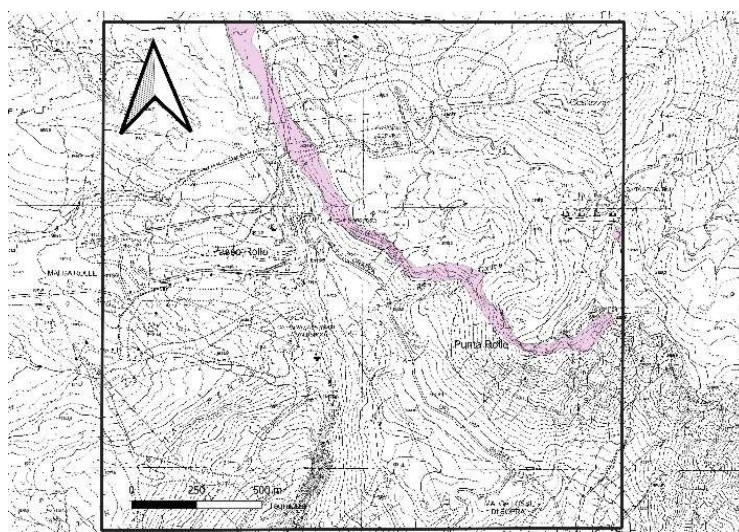


Fig. 6.18. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza il Membro dell'OG.

Si tratta di un calcare fossilifero, una calcarenite oolitica grigio chiaro talvolta rossastra ove presenti abbondanti strutture trattive (*ripple* da onda e da interferenza, laminazione incrociata e *hummocky*). È risalente all'*Induano*, Triassico Inferiore; si presenta stratificato (strati centimetrici / decimetrici), competente e via via più terrigeno verso la parte sommitale in transizione col Membro del Campil.

Risulta affiorante nell'area di rilevamento (in corrispondenza di Baita Segantini, poco al di fuori dell'area di rilevamento, Fig. 6.19) ed essendo molto competente, costituisce per lo più morfologie subverticali, scarpate e bancate, alla base del gruppo delle Pale di San Martino, di spessore complessivo fino a circa **35 m**; è infatti, dal punto di vista litologico, dominante la componente carbonatica.



Fig. 6.19. VISTA ESE. Affioramento di OG nei pressi di Baita Segantini; sullo sfondo visibile la base del complesso delle Pale di San Martino.

Risulta molto simile al Membro di Siusi: per permetterne un'identificazione è necessario valutarne i rapporti stratigrafici con le unità adiacenti; anche la mancanza del bivalve *Claraia*, presente invece nel Siusi, è un ulteriore elemento distintivo. Risultano inoltre presenti aggregazioni di ooliti che rappresentano frammenti di gusci di gasteropodi, da qui il nome del Membro. L'ambiente deposizionale è di rampa mediana – interna (come l'ambiente deposizionale del Membro di Siusi). Il limite superiore, risulta graduale con il successivo Membro di Campil (Massironi et al., 2006).

Membro di Campil (CAM)

La Formazione del Werfen prosegue con il Membro del Campil (**CAM**): affiorante ampiamente nella porzione centro – Nord dell'area di rilevamento (Fig. 6.20), si tratta di un Membro dell'*Olenekiano* (Triassico Inferiore); è affiorante in corrispondenza di Capanna Cervino e Baita Segantini e in Cime a Punta Rolle (Fig. 6.21)

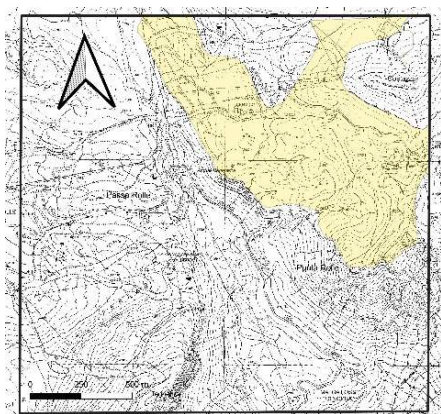


Fig. 6.20. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza il Membro dell'OG.



Fig. 6.21. VISTA S. Affioramento in cima a Punta Rolle di CAM.

È ben riconoscibile ma talvolta molto simile alla parte superiore del Membro di Siusi; la differenza sta nel fatto che il Campil non presenta intercalazioni carbonatiche. Si tratta di argilliti, siltiti e areniti rosse, sottilmente stratificate, talvolta laminate (sono frequenti laminazione incrociata e strutture da fondo), con abbondante presenza di mica bianca. È il primo Membro del Werfen 2 (Twitchett, 1999).

Lo spessore è variabile tra gli 80 e i 100 m ma essendo molto tettonizzato (talvolta interessato da duplicazioni), una misura precisa risulta difficile.

Dal punto di vista dell'ambiente deposizionale si tratta di una litofacies di *shoreface – offshore* (Broglia Loriga et al., 1990).

Il limite superiore con il Membro di Val Badia è graduale (Massironi et al., 2006).

Membro di Val Badia (VALB)

È presente solo nella porzione più settentrionale dell'area di rilevamento: gli affioramenti sono pochi e molto detritici, fratturati e alterati (Fig. 6.22).

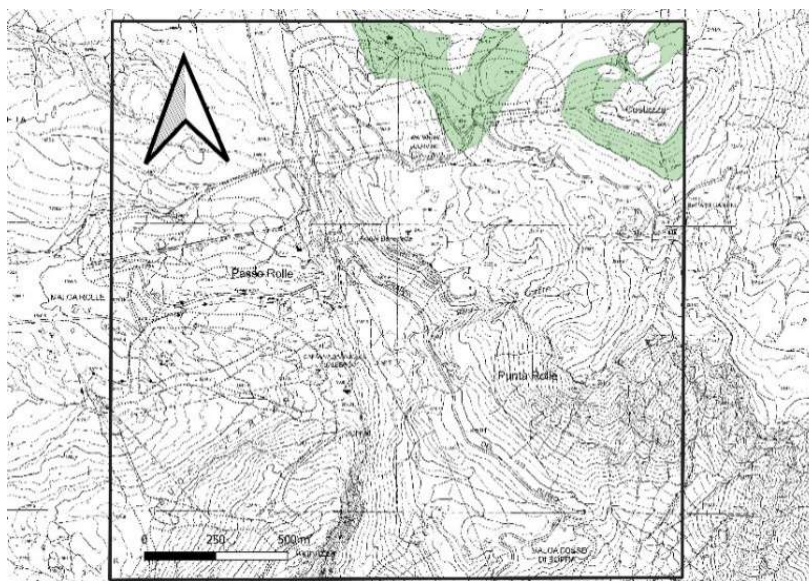


Fig. 6.22. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza il Membro del VALB.

Si tratta di un calcare siltoso, fortemente bioturbato, con un'abbondante presenza di fossili, di colore grigio – verdastro. Si rinviene in strati di spessore decimetrico e metrico e ha uno spessore di circa 40 m.

Riflette una deposizione di ambiente marino profondo in particolare di scarpata più interna, (laddove sono presenti strutture trattive e dunque caratterizzate da alta energia, specialmente nelle parti basali e sommitali del Membro) e scarpata più esterna, ben ossigenata, (rappresentata dalla presenza di calcari nodulari a cefalopodi); si tratta del

Membro del Werfen corrispondente alla massima profondità raggiunta dalla formazione. La deposizione avvenne nell'*Olenekiano* (Triassico Inferiore).

La base di questo Membro corrisponde alla comparsa del primo banco carbonatico e dunque la parte inferiore risulta più simile al sottostante Campil con intervalli pelitici e siltiti.

Nell'area di rilevamento è ben affiorante lungo la strada per Baita Segantini, in corrispondenza dei un tornante poco oltre Capanna Cervino (Fig. 6.23).



Fig. 6.23. VISTA NNE. Affioramento del Membro di Valbadia.

È in contatto graduale con il sottostante Membro di Cencenighe (Twitchett, 1999, Broglio Loriga et al., 1990, Massironi et al., 2006).

Membro di Cencenighe + San Lucano (CEN+SAN)

I Membri del Cencenighe e del San Lucano sono stati cartografati assieme; sono presenti sporadici affioramenti, molto alterati, solamente in vetta a Cima Costazza a Nord Est dell'area di rilevamento (Fig. 6.24).

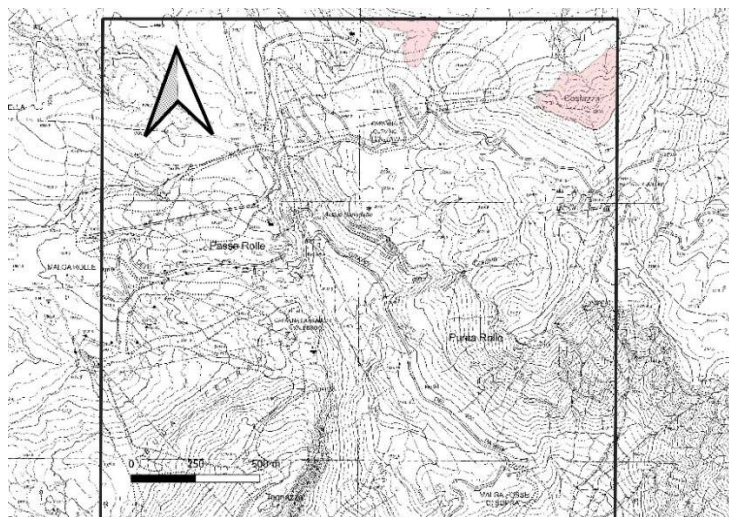


Fig. 6.24. Carta semplificata dell'area di studio: in evidenza il Membro del CEN+SAN.

Il Membro di Cencenighe è caratterizzato da una successione a prevalenza carbonatica, dei calcari marnosi oolitici talvolta vacuolari, rosso – rosati facilmente erodibili nella parte basale e da calcari oolitici bioclastici rosa – giallastri nella porzione sommitale, talvolta encriniti; in questa porzione sommitale sono inoltre presenti banchi calcarenitici dolomitizzati giallastri. È stato rilevato solo questo Membro nell'area di rilevamento e non le siltiti, areniti bioturbate, grigie o violette e con strutture trattive tipiche del San Lucano (Massironi et al., 2006).

La messa in posto del CEN risale all'*Olenekiano* (Triassico Inferiore) e risulta avere una potenza media di circa 80 m (Doglioni & Neri, 1988), ma comunque di non facile determinazione data la presenza di raddoppiamenti legati a *thrust* alpini, movimenti gravitativi profondi di versante ed elisioni tettoniche estensionali.

L'ambiente deposizionale è di rampa carbonatica mediana – interna a tendenza *shallowing*; la porzione sommitale del Cencenighe rappresenta uno *shoal* oolitico, influenzato da correnti tidali.

Il limite con il SAN è netto; quest'ultimo risale sempre all' *Olenekiano* (Triassico Inferiore); è una successione di circa 40 m di spessore.

L'ambiente di deposizione del Membro basale, per lo più terrigeno, è stato interpretato come un ambiente di *shoreface*, ovvero di spiaggia sommersa. La parte sommitale, invece, è associabile ad una piana alluvionale distale o piana di marea costiera (Massironi et al., 2006).

Con il Membro di Cencenighe+San Lucano si concludono le formazioni rilevate nell'areale di studio, nonché i nove Membri del Werfen.

In Fig. 6.25 è riportata la colonna stratigrafica delle formazioni dolomitiche: il rettangolo rosso evidenzia quelle rilevate e descritte poc'anzi.

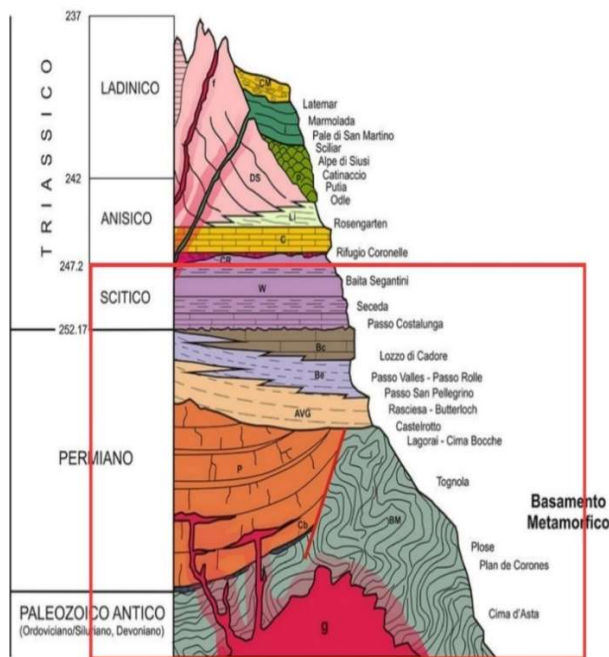


Fig. 6.25. Colonna stratigrafica semplificata delle Dolomiti. (Modificato da Bosellini et al., 1996 e aggiornato secondo ICS, 2015)
BM Basamento Metamorfico; **g** granitoidi; **Cb** Conglomerato basale; **P** porfiroidi; **AVG** Arenarie della Val Gardena; **Be** Formazione a Bellerophon (evaporiti); **Bc** Formazione a Bellerophon (calcari neri); **W** Formazione di Werfen; **CR** Conglomerato di Richtofen; **C** Formazione di Contrin; **Li** Formazione di Livinallongo; **DS** Dolomia dello Sciliar (e facies associate: calcare della Marmorada, Calcare di Latemar, Dolomia della Rosetta); **f** filoni e campi filoniani; **p** Lave a cuscino (pillows); **i** laloclastiti; **CM** Conglomerato della Marmorada.
 In rosso sfumato sono indicate le possibili aureole di termocontatto dovute all'intrusione dei corpi magmatici.

Corpi filoniani medio - triassici

Sono stati rinvenuti, in affioramenti nei pressi di Passo Rolle, e in particolare nelle Arenarie della Valgardena e nelle ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino, diabase *medio-triassici*; tali filoni lamprofirici sono discordanti con le formazioni in posto e si presentano con spessori di poco meno di un metro, di colore scuro, verdastro, struttura porfirica con fenocristalli di augite in una pasta di fondo di plagioclasio, augite ed orneblenda; hanno andamento generale NNO – SSE. Anche presso Cima Costazza, alle pendici del monte lungo il sentiero, nel Membro della Val Badia (Fig. 6.26) e in vetta, nel Membro del Cencenighe + San Lucano, si trovano questi filoni con andamento concordante e struttura del tutto simile a quella dei diabase rinvenuti a Passo Rolle.



Fig. 6.26. Dicco lamprofirico rinvenuto nel Membro di VALB a Nord dell'area di rilevamento.

L'evento vulcanico che diede origine a tali filoni fu una regionale subsidenza di durata relativamente breve (1 – 2 Ma); talvolta sono deformati dagli eventi tardo mesozoici e alpini (*Massironi et al., 2006*). La datazione di tali corpi intrusivi è stata eseguita tramite datazioni radiometriche U-Pb su zirconi di intrusioni monzonitiche e di dicchi sienitici nella zona di Predazzo e Monzoni, rilevando un'età variabile tra 238.190 ± 0.050 e 238.075 ± 0.087 Ma (*Strock et al., 2019*). La composizione dei filoni risulta essere trachibasaltica/trachandesitica (*Massironi et al., 2006*).

Depositi quaternari

Caratteristici di quest'area sono anche i depositi quaternari: depositi glaciali e alluvionali sono stati rinvenuti in corrispondenza dell'area Nord occidentale, laddove affiora la Formazione a Bellerophon e in particolare in prossimità degli impluvi. I depositi glaciali sono risultati incoerenti ed eterogenei, con detriti sabbioso – argilloso e blocchi fino a plurimetrici. I depositi alluvionali sono risultati essere eterolitici, da granulometria da grossolana a sabbiosa e sono stati rinvenuti anch'essi in corrispondenza degli impluvi più settentrionali.

Alla base (a Est) di Cima Tognazza e nella porzione più a Nord di Cima Costazza sono stati rilevati e cartografati tipici depositi di versante: si tratta di un accumulo di detrito eterogeneo di blocchi angolari eterometrici, non consolidati, ghiaie e sabbie.

6.2. Assetto stratigrafico e strutture tettoniche

Per quanto riguarda l'assetto stratigrafico strutturale delle formazioni nell'area di rilevamento, è necessario effettuare un discorso a sé stante per le ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino, rispetto alle altre formazioni. A causa della fratturazione pervasiva, della messa in posto come una struttura massiva, infatti, non è stata possibile l'identificazione e la misura delle superfici di strato. Per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico riportato in sezione allegata, è stato correlato l'andamento con le sovrastanti Arenarie di Val Gardena; si è presupposto dunque un andamento giaciturale assimilabile a quello delle AVG, le quali, invece, presentano stratificazione pervasiva, di facile misurazione. È stato tuttavia possibile

constatare un'impostazione a franapoggio lungo il pendio (Cima Tognazza) delle colate ignimbriche.

Come visibile in sezione allegata, le ignimbriti del DVA risultano dunque avere un andamento giaciturale immergente a basso angolo ($25^\circ - 30^\circ$) verso i quadranti settentrionali, come del resto intravedibile anche dall'assetto generale a grande scala nell'area di Cima Tognazza.

Dal punto di vista delle strutture secondarie, la maggior parte degli affioramenti di DVA presentano set di fratture abbastanza pervasive, con spaziatura da centimetrica a metrica, con inclinazioni elevate. Un esempio è l'affioramento in corrispondenza della "Palestra di Roccia", poco a Nord di Capanna Sass Maor (Fig. 6.27) è stato possibile effettuare un'analisi tettonica che ha riportato i seguenti risultati: sono stati individuati tre set di discontinuità principali, in particolare piani a bassa inclinazione immergenti a Nord - Ovest (rossi), piani con inclinazione di circa 70 gradi immergenti a ESE (giallo) e infine un terzo set di discontinuità immergente a SSO con inclinazione tra i 50° e i 90° (rosa).

Il rapporto di intersezione tra i set risulta come da Fig. 6.16: il set immergente a NO rosso pare tagliare e dislocare il set rosa.

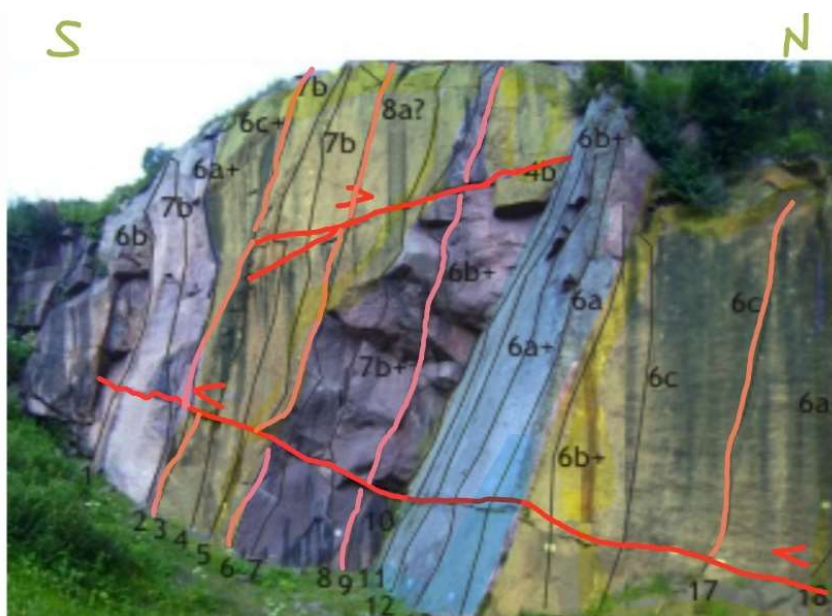


Fig. 6.27. Affioramento presso la "Palestra di roccia" a Passo Rolle. In giallo, rosso e rosa i set di discontinuità principali. In blu un ulteriore set non di rilevanza statistica significativa.

Per quanto riguarda le formazioni ad Ovest della Faglia di Passo Rolle, qui le Arenarie di Val Gardena e la Formazione a Bellerophon presentano un assetto giaciturale concordante; come riportato dallo Stereonet di Fig. 6.28 tali formazioni presentano una generale immersione verso i quadranti settentrionali e basse inclinazioni (tra i 9° e i 20°). Nella porzione più a Nord, tuttavia, la Formazione a Bellerophon presenta un andamento

giacitura molto disomogeneo; non sono stati dunque plottati sullo Stereonet i dati relativi a queste misurazioni poiché ritenute poco coerenti con l'assetto generale e correlabili a deformazioni localizzate. Trattandosi infatti di una formazione evaporitica, l'elevata tendenza alla deformazione è stata riscontrata specialmente in corrispondenza dell'area a NO, caratterizzata per lo più da impluvi e da pochi affioramenti detritici.

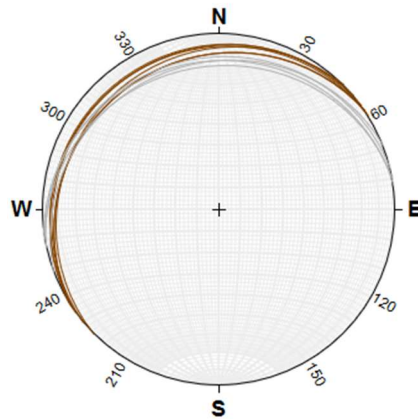


Fig. 6.28. Proiezione stereografica delle stratificazioni delle Formazioni AVG (marrone) e BEL (grigio) misurate a O della Faglia di Passo Rolle.

A Est della Faglia di Passo Rolle l'assetto tettonico – stratigrafico dei diversi Membri della Formazione di Werfen ivi rilevate è pressoché concordante: immergente verso i quadranti NNE, tuttavia con valori di inclinazione piuttosto variabili. Entro il Membro del Siusi sono state riscontrate inclinazioni ad alto angolo dai 60° ai 45°; invece nella Formazione a Bellerophon e nei Membri Tesero + Mazzin, a Sud del Siusi, nel Membro dell'Oolite a Gasteropodi, Campil, Val Badia e San Lucano + Cencenighe a Nord, i valori di inclinazione rilevati risultano inferiori (tra i 10 e i 40 gradi). La proiezione stereografica di Fig. 6.29 accorpa i dati più rappresentativi misurati a Est della Faglia di Passo Rolle.

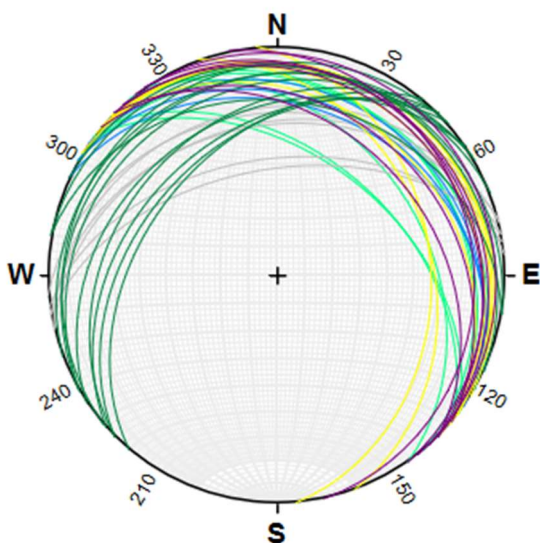


Fig. 6.29. Proiezione stereografica illustrante l'assetto giacitura della Formazione del BEL (grigio), delle AVG (marrone) e dei membri della Formazione di Werfen presenti a Est della Faglia di Passo Rolle (T+M: azzurro, SIU: verde chiaro, OG: viola, CAM: giallo, VALB: verde scuro, CEN + SAN: rosa).

I dati giacitureali disomogenei evidentemente correlabili a deformazione localizzata negli affioramenti delle diverse Formazioni e nei membri del Werfen rilevati, non sono stati inseriti all'interno dello Stereonet di Fig. 6.29; le deformazioni locali nei diversi membri verranno descritte successivamente, in primis a piccola scala (scala dell'affioramento) dopodiché tramite l'ausilio di fotografie a grande scala verrà descritto e ipotizzato l'assetto generale nella sezione 7. DISCUSSIONE DEI DATI (specialmente per quanto riguarda i membri, e.g. OG, laddove non ci si è potuti approcciare agli affioramenti poiché in aree impervie).

Infine è necessario constatare che nel Membro di Andraz non è stato possibile misurare l'assetto tettono-stratigrafico in quanto il solo affioramento rilevato era detritico e caratterizzato da alterazione pervasiva; ne è stato dedotto l'andamento in sezione (allegata) mediante correlazione con i membri a tetto e a letto.

Per quanto riguarda le principali strutture tettoniche nell'area di rilevamento, ne sono state identificate di diversa natura: pieghe, faglie a diversa cinematica sono state rilevate e riportate in carta.

Si considereranno porzioni ridotte soggette a tali strutture secondarie in quanto la variabilità del dato giacitureale è rilevante e non esemplificativa per un'interpretazione statistica dell'areale.

Tra il km 94 e 95 di Strada Grappa del Passo, un affioramento del Membro di Siusi (Fig. 6.31) presenta una struttura plicativa asimmetrica e vergente verso Nord; sono stati plottati i fianchi e, grazie all'utilizzo del diagramma π , l'asse della piega, (assunta dunque come una piega cilindrica), è stata determinata tramite stereogramma ed è risultato un valore di 249° di immersione e 17° di inclinazione. La superficie assiale è immergente a basso angolo con direzione di immersione OSO (Fig. 6.30).

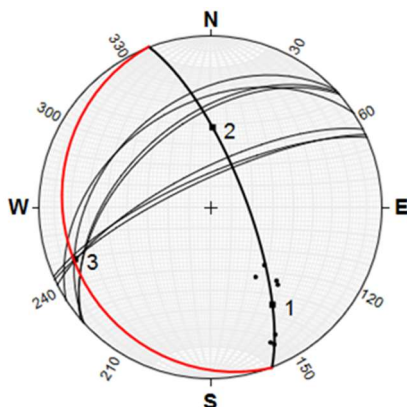


Fig. 6.30. Stereogramma della struttura plicativa entro il Membro di SIU: sono stati plottati i fianchi, i relativi poli, la linea di *best-fit* dei poli (nera spessa) e il piano assiale in rosso passante per l'asse (punto 3).



Fig. 6.31. VISTA EST. Affioramento di SIU ripiegato.

Sempre per quanto riguarda la Formazione del Werfen, tra il km 94 e 95 ma più a Nord, verso Passo Rolle, sono state rilevate nel Membro di Siusi due faglie inverse (Fig. 6.32) immergenti verso i quadranti SE con inclinazione di circa 42 gradi. Sono state rinvenute anche delle stie ed è stato misurato un pitch di 70°. Le misure sono plottate nello stereogramma di Fig. 6.33.



Fig. 6.32. Affioramento Membro di Siusi ove visibili le due faglie inverse.

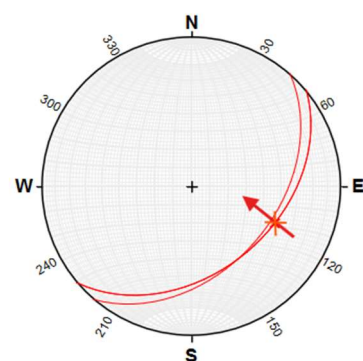


Fig 6.33. Stereonet delle faglie inverse misurate entro il Mbr. Di SIU; rappresentato anche il pitch delle strie misurato.

Un'ulteriore struttura plicativa antiforme è stata rilevata entro il Membro Tesero + Mazzin, a Est della Faglia di Passo Rolle, alla sinistra idrografica del Torrente Cismon, in corrispondenza di un cantiere il quale ha messo in luce questo affioramento (Fig 6.34) La

piega risulta fagliata da una struttura secondaria, una faglia *dip-slip* con cinematica normale; è stato inoltre misurato un rigetto pari a 35 cm. In Fig. 6.35 sono riportate le misure rinvenute presso tale affioramento.

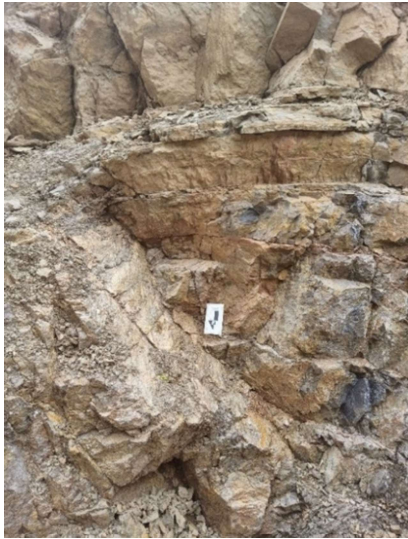


Fig. 6.34. Affioramento del Membro di T+M con piega antifforme fagliata.

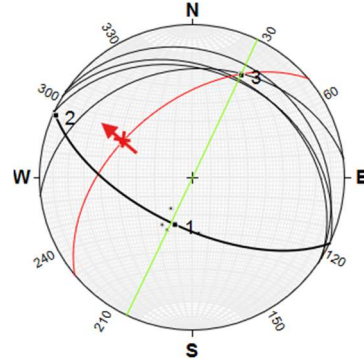


Fig. 6.35. Proiezione stereografica della piega rinvenuta entro il Membro di T+M; con il metodo π è stato determinato l'asse della piega, punto 3. La linea nera più spessa corrisponde alla linea di *best-fit* dei poli dei fianchi. In rosso è rappresentata la faglia normale e il suo pitch di 75° e in verde la superficie assiale subverticale.

Il Membro di Campil risulta, data la sua bassa competenza, molto deformato; sono molteplici le strutture plicative rinvenute nei diversi affioramenti, a scala centimetrica e metrica. Un affioramento particolarmente deformato si trova sul sentiero che da Baita

Segantini porta a Capanna Cervino: sono state rinvenute molteplici pieghe (Fig. 6.36).

NO ←-----8 m-----→ SE



Fig. 6.36. Affioramento ripiegato del Membro di Campil.

È stato tuttavia deciso di cartografare e illustrare graficamente, tramite stereogramma, solo la piega rinvenuta a NE dell'area di rilevamento, in prossimità di Baita Segantini (Fig. 6.37).

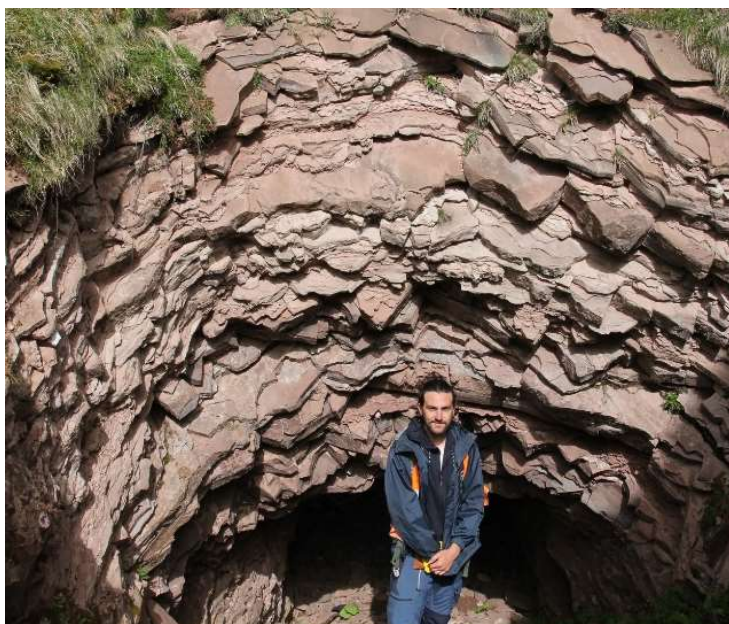


Fig. 6.37. VISTA EST; affioramento di CAM con piega anticlinale.

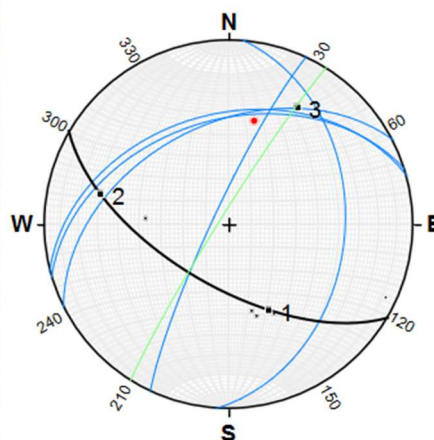


Fig. 6.38. Stereogramma della piega anticlinale entro il Mbr. CAM. In blu sono rappresentati i fianchi della piega, in rosso l'asse della piega rilevato sul campo, il punto 3 corrisponde all'asse della piega "ipotetico" (calcolato tramite diagramma π), in verde il piano assiale.

In Fig. 6.38 sono stati plottati in blu i fianchi dell'anticlinale; in rosso è indicato l'asse della piega misurata sul campo (immersione: 104° , inclinazione: 42°). Tramite l'ausilio del diagramma π è stato plottato inoltre l'asse della piega "teorico" qualora questa fosse stata cilindrica (nello stereogramma corrisponde al punto 3); si rinviene una quasi corrispondenza con il valore misurato sul campo. In affioramento non è stato possibile misurare l'assetto del piano assiale.

Risulta tuttavia immergente ESE – ONO con un'inclinazione pressoché subverticale. Da stereogramma, passante per l'asse e bisecante l'angolo *interlimb*, l'ipotetico piano assiale è mostrato in verde e come previsto è subverticale debolmente immergente a ONO.

7. DISCUSSIONE DEI DATI

Da un punto di vista delle formazioni rinvenute e del loro assetto, è possibile suddividere l'areale di studio in due porzioni: a Est e ad Ovest della Faglia di Passo Rolle. Come esplicitato nel paragrafo precedente, a Ovest di questa struttura tettonica si rinvengono formazioni permiane (DVA, AVG, BEL), più antiche delle coperture triassiche ritrovate più a Est e con un assetto tettono-stratigrafico caratterizzato da immersione verso i quadranti settentrionali (stereogramma di Fig.6.28); da Sud (Cima Tognazza) verso Nord, verso il Monte Castellazzo fuori area rilevamento, le formazioni progressivamente ringiovaniscono. Si passa infatti dalle ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino alle Arenarie di Val Gardena e infine alla Formazione a Bellerophon, nell'estremità Nord-Ovest dell'area. Si rinviene inoltre, procedendo verso Nord, nella sezione più occidentale, un cambiamento dal punto di vista morfologico: si passa da ignimbriti caratterizzanti pareti subverticali ad una morfologia costituita da pendenze più dolci che riflettono la scarsa competenza meccanica delle arenarie e delle evaporiti.

Per la ricostruzione della sezione geologica allegata, con andamento SO-NE, si sono rappresentate, al di sotto delle ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino, le Unità del Basamento Metamorfico benché non siano state effettivamente rinvenute all'interno dell'area ma il cui assetto è stato posto concordante a quello delle ignimbriti sovrastanti.

In corrispondenza di Passo Rolle, laddove è stata rinvenuta la Formazione a Bellerophon è stata ipotizzata una faglia normale che ribassa verso Est la Formazione del Bellerophon e delle Arenarie di Val Gardena sottostanti (si veda la sezione allegata). Questa struttura tettonica è a sua volta troncata in sezione da una faglia che risulterà, da confronto con le carte geologiche pre-esistenti, il Lineamento di Passo Rolle. È stata ipotizzata questa struttura in quanto la Formazione a Bellerophon, poco più a Nord del tornante presso Passo Rolle di Strada Grappa del Passo, risulta adiacente al Membro di Siusi della Formazione di Werfen.

Dal fatto che non sia stato rilevato un contatto tra il Bellerophon e il Membro di Tesero+Mazzin o di Andraz, bensì sia stato osservato un contatto Bellerophon-Siusi, si è dedotta la presenza di una faglia normale che ha ribassato la porzione a Est di questa, mettendo a contatto il Membro di Siusi con il Bellerophon (nel settore occidentale, a quote generalmente più basse). Si tratta dunque di un contatto tettonico: è stato ribassato il settore orientale (il tetto della faglia) rispetto all'occidentale (il letto della struttura

tettonica). Non sono mai state rinvenute sul campo effettive evidenze di tale faglia la cui ipotesi e il cui andamento cartografato in mappa, NNO – SSE, è il solo giustificativo all'assetto tettono-stratigrafico dell'area; anche la letteratura ne comprova la presenza in corrispondenza del Torrente Cismon (*Massironi et al., 2006; Curzi et al., 2023*). Si tratta dunque di un elemento tettonico che ha registrato gli eventi deformativi estensionali permio – triassici (durante il *rifting* di Pangea) e si è riattivata successivamente durante l'orogenesi alpina determinando la formazione di strutture plicative e di faglie tranpressive. Tale struttura tettonica secondaria è stata ipotizzata anche nella porzione più a Sud dell'area di rilevamento: qui le ignimbriti del DVA sono adiacenti alla Formazione a Bellerophon più a Est; è dunque supponibile una cinematica concordante con quella dedotta più a Nord, ovvero di tipo estensionale *top-to-NE*.

In corrispondenza di Cima Tognazza, inoltre, si rinviene un ulteriore specchio di faglia: sulla carta geologica è stato assunto come uno *splay* della Faglia di Passo Rolle. A Est di tale struttura, tra questa e il torrente Cismon che corrisponderebbe da ipotesi al Lineamento del Rolle, sono state rinvenute ancora ignimbriti del DVA. Per tale motivo non si è ritenuto fosse lo specchio della Faglia del Rolle bensì di un'ulteriore struttura tettonica ad essa secondaria, probabilmente derivante da una riattivazione strutturale di questa. Da *Fig. 7.1*, è possibile notare lo specchio di faglia di Cima Tognazza di cui poc'anzi descritto e che risulta anche ipotizzato da letteratura nel Foglio San Martino di Castrozza (*Massironi et al., 2006*) laddove viene indicato un valore di separazione verticale minimo di 150 m.



Fig. 7.1. Specchio di faglia corrispondente a Cima Tognazza caratterizzata da vistose fessurazioni colonnari.

A Est della Faglia di Passo Rolle, da Sud verso Nord, le diverse formazioni e i membri del Werfen progressivamente ringiovaniscono e la topografia tende ad aumentare: si passa da una quota di circa 1900 m s.l.m., in corrispondenza di Malga Fosse di Sopra, fino ad arrivare a Cima Costazza a Nord Est dell'area a oltre 2280 m s.l.m.. Dalla Formazione a Bellerophon a Sud-Est, caratterizzante le quote topografiche minori, si passa al Membro di Tesero+Mazzin costituente le scarpate subverticali a circa 2050 m s.l.m. e l'affioramento fagliato e ripiegato di Fig. 6.34 a Ovest di Strada Grappa del Passo. Qui si ha inoltre un contatto tra tale Membro e le ignimbriti del DVA, in corrispondenza del Torrente Cismon, giustificabile appunto solo tramite la presenza della Faglia di Passo Rolle. Procedendo verso Nord anche i membri successivi dal punto di vista stratigrafico, Andraz e Siusi, hanno andamento concordante con il Tesero+Mazzin, ovvero caratterizzato da un'immersione verso i quadranti settentrionali; solo nell'affioramento più a Nord a contatto con il Bellerophon, il Siusi risulta avere un assetto giaciturale immergente verso i quadranti orientali. Si passa poi alle scarpate subverticali di Punta Rolle costituite dal Membro dell'Oolite a Gasteropodi; è stata rilevata, traguandandola, un'antiforme in corrispondenza di Punta Rolle e un'ulteriore struttura antiforme nel Membro T+M a quote topografiche inferiori (Fig.7.2).



Fig. 7.2. VISTA NNE. Strutture plicative entro il Mbr dell'OG descritta in viola e del T+M in blu

Questa piega a grande scala è stata correlata con la piega affiorante nel Membro di Siusi descritta nel paragrafo 6. **RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO** che, come da stereogramma di Fig. 6.30, risulta avere una superficie assiale immergente verso OSO. Tale struttura risulterebbe inoltre concordante con l'assetto giaciturale del Membro del Campil

sopra Punta Rolle: a Est della superficie assiale sono state rilevate giaciture immergenti per lo più verso i quadranti orientali mentre a Ovest verso i quadranti Nord occidentali.

È possibile ipotizzare che quest'antiforme sia stata generata durante la fase mesoalpina di età Miocenica associabile al sistema della Valsugana con una compressione orientata NNO – SSE.

All'estremità più orientale dell'area di rilevamento, grazie al confronto con i gruppi adiacenti 5 e 6, è stato possibile comprendere l'assetto di per sé non concordante dal punto di vista stratigrafico tra i membri più Est (fuori area rilevamento) con i membri più a Ovest. Al di sopra delle pareti subverticali di Oolite a Gasteropodi a Est (poco al di fuori dell'area di rilevamento), in quota, presso Punta Rolle, è stato rinvenuto un affioramento del Membro di Siusi. Tale giustapposizione tra Oolite a Gasteropodi e Siusi a quota topografica maggiore è giustificabile solamente grazie alla presenza di un contatto di tipo tettonico: si è ipotizzata la presenza di una faglia transpressiva sinistra che ha permesso tale giustapposizione rialzando il blocco di tetto più a Est grazie ad una cinematica inversa e portandolo verso Nord grazie ad una cinematica di tipo trascorrente sinistra.

Correlandosi con la porzione ancora più a Est, al di fuori dell'area di rilevamento ma di necessaria considerazione per comprendere l'assetto generale, si è infatti dedotta una struttura a fiore positivo (di cui nell'area di rilevamento è riscontrabile solamente la faglia più occidentale, transpressiva sinistra con *top-to-N*) (Fig. 7.3).



Fig. 7.3. VISTA NNE. Struttura a fiore a est di Punta Rolle-

Tale struttura potrebbe essere associata a una tettonica di età eocenica, nonché alla fase parossistica dell'orogenesi alpina (*Caputo et al., 2010; Castellarin & Cantelli, 2000; Castellarin et al., 2006; Keim & Stingl, 2000*) sviluppata in ambiente collisionale, in questo caso di tipo transpressivo con un regime di sforzi massimo σ_1 con orientazione NO-SE.

In conclusione, la porzione più settentrionale dell'area di rilevamento, a quote topografiche oltre i 2280 m s.l.m. in corrispondenza di Cima Costazza, presenta gli affioramenti del membro più recente rinvenuto nell'area di studio (Membro di Cencenighe + San Lucano); assieme al sottostante Val Badia questi membri si correlano al Monte Castellazzo, più a Nord Ovest dell'area di rilevamento e la cui vetta, a quote ancora maggiori, è caratterizzata dal Complesso Anisico Indifferenziato. Al di sotto, stratigraficamente, al Membro di Val Badia, si rinviene per buona parte dell'area centrale e orientale il Membro del Campil: come descritto nel paragrafo precedente, oltre che molto deformato, presenta un assetto giaciturale caratterizzato da basse inclinazioni e, nella zona tra Capanna Cervino e Baita Segantini, è il solo membro affiorante. Le strutture plicative ivi rinvenute sono presumibilmente il frutto dei diversi campi di sforzi ai quali l'area è stata sottoposta, mostrando comunque una generale inclinazione degli strati verso i settori settentrionali.

8. CONCLUSIONI

A seguito del rilevamento dell'area di studio si è potuto affermare che la struttura di primaria importanza è risultata essere la Faglia di Passo Rolle: la riattivazione di questa con diverse cinematiche durante le differenti fasi orogeniche, ha determinato la formazione di strutture secondarie di cui si è cercato di interpretare la genesi. In particolare, della grande anticlinale di Punta Rolle, della struttura a fiore positiva a Est dell'area di rilevamento e, naturalmente, la giustapposizione di formazioni di per sé non stratigraficamente contigue (e.g. Bellerophon e Siusi); queste sono state associate alle molteplici riattivazioni delle Linea del Rolle nonché ad ulteriori strutture secondarie di ordine gerarchico inferiore, ad essa associabili.

Anche il fatto che non siano state rinvenute vulcaniti nella porzione orientale è stato giustificato dalla presenza della Faglia di Passo Rolle che, come da letteratura, ha funto da limite orientale della grande depressione tettonica ove nel Permiano si sono imposti i domini del DVA (*Selli, 1998*).

L'assetto generale è inoltre molto differente ad Est e ad Ovest di questa struttura: a Est, ovvero in corrispondenza del blocco di tetto, si rinviene una struttura monoclinale immergente verso i quadranti settentrionali (prevalentemente verso NE con qualche discordanza specialmente per quanto riguarda il Membro di Val Badia che tende ad immergere a NO, come da stereogramma di *Fig. 6.29*). A Ovest della Faglia di Passo Rolle, invece, sono state rinvenute formazioni permiane del Distretto Vulcanico Atesino, delle Arenarie di Val Gardena e del Bellerophon ma sempre con una generale immersione verso Nord.

In conclusione, il complesso assetto tettono – stratigrafico dell'area fornisce un esempio singolare e spettacolare della tettonica alpina e delle diverse fasi che hanno interessato tale catena: dagli eventi deformativi estensionali di età permo - triassica alle faglie e pieghe derivanti da successivi regimi a sforzo compressivo di età neogenica, andando a determinare un assetto finale, che rinveniamo oggi, non sempre di facile interpretazione ma di considerevole importanza per comprendere le variazioni del campo di sforzi durante l'evoluzione della catena alpina.

9. BIBLIOGRAFIA

- Anselmi M., Govoni A., De Gori P., Chiarabba C., 2011** - *Seismicity and velocity structures along the south-Alpine thrust front of the Venetian Alps (NE-Italy)*. *Tectonophysics*, 513(1-4), 37-48, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.023>.
- Arthaud F. & Matte P., 1977** - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: results of a right lateral shear zone between the Appalachians and Urals*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1305-1320.
- Bargossi G., Rottura A., Vernia L., Visonà D., Tranne C., 1998**, *Guida all'escursione sul distretto vulcanico atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta*, *Mem. Soc. Geol. of Italy*, 01 (23-41).
- Barth S., 1994** - *Calc-alkaline basic to silicic rocks suites from Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex (Southern Alps, N Italy): Evidence for primary magmatic and hydrothermal alteration processes*. *N. Jb. Miner. Abh.*, 168, 15-46.
- 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, 149-159.
- Benciolini L., Poli E.M., Visonà D., Zanferrari A., 2001** - *The Funes/Villnoess basin: an example of early Permian tectonics, magmatism and sedimentation in the Eastern Southern Alps (NE Italy)*. *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, monogr.* 25, 133-138.
- 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 Geol.*, v. 86, pp. 53-76.
- Bonadiman C., Coltorti M., Siena F., 1994** - *Petrogenesis and T-fO₂ Estimates of Mt. Monzoni complex (Central Dolomites, Southern Alps): A Triassic shoshonitic intrusion in a transcurrent geodynamic setting*. *European Journal of Mineralogy*, 6(6), 943-966. <https://doi.org/10.1127/ejm/6/6/0943>
- Bonin B., Brandley P., Bussy F., Desmons J., Eggemberger U., Finger F., Graf K., Marro C., Mercolli I., Oberrhansli R., Ploquin A., Quadt Von A., Raumer Von J., Schaltegger U., Stryer H.P., Visonà D., Viver G., 1993** - *Late variscan magmatic evolution of the Alpine basement*. In : *Raumer Von J., NEUBAUER F. (Eds)*. *The pre-mesozoic geology in the Alps*, 169-199. Springer Verlag, Berlin.
- Bosellini A., 1964** - *Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permo-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. *Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident.*, 15, 1-106.
- Bosellini A., 1989** - *La storia geologica delle Dolomiti*. 30-50 , 67, 113-130.
- Bosellini, A. & Doglioni, C., 1986** - *Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana overthrust (Southern Alps, Northern Italy)*. *Journal of Structural Geology*, 8(5), 581-583. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90007-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90007-6)
- Bosellini A., Giannolla P., Stefani M., 2003** - *Geology of the Dolomites* , 181-184.

- Brodie K.H., Rutter E.H.**, 1987, *Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy*. *Tectonophysics*, 140, 193-212.
- Broglio Loriga C., Masetti D., Neri C.**, 1983 - *La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e stratigrafia*. *Riv. Ital. Paleont.*, 88, 501-598.
- Broglio Loriga C., Góczán F., Haas J., Lenner K., Neri C., Orazecz Scheffer A., Posenato R., Szabó I., Tóth Makk Á.**, 1990 - *The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation*. *Mem. Sc. Geol.*, 42, 41-103.
- Cantelli M.**, 2023, *Assetto stratigrafico-strutturale delle formazioni permotriassiche lungo la faglia di Passo Rolle (Dolomiti)*, p.7.
- Caputo, R., Poli M. E., Zanferrari A.**, 2010 - *Neogene–Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy*. *Journal of Structural Geology*, 32(7), 1009–1027. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.004>
- Carminati, E., Lustrino, M., Cuffaro, M., Doglioni, C.**, 2010 - *Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: What we know and what we imagine*. *Journal of the Virtual Explorer*, 36(8), 10–3809. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2010.00226>
- Cassinis, G., Cortesogno, L., Gaggero, L., Perotti, C. R., Buzzi, L.**, 2008 - *Permian to Triassic geodynamic and magmatic evolution of the Brescian Prealps (Eastern Lombardy, Italy)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 127(3), 501–518.
- Castellarin A. & Cantelli L.**, 2000 - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. *Journal of Geodynamics*, 30 (2000), 251-274. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264370799000368>
- Castellarin A., Selli, L., Picotti, V., Cantelli L.**, 1998 - *Tettonismo e diapirismo medio Triassico delle Dolomiti*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 53, 145–169.
- Castellari, A., Cantelli, L., Bertelli L., Borrini D., Fantoni R., Sella M., Nicolich R., Mazzotti A., Selli, L., Bernabini M., Lammerer B., Lueschen E., Gebrande H., Millhan K., Grassi L.**, 2023 - *The TRANSALP seismic profile and the CROP 1A sub-project. Il profilo sismico TRANSALP e il sottoprogetto CROP 1A*, *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.* LXII (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), 259-282 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.013>
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.x.**, 2013 - *The ICS International Chronostratigraphic Chart*. *Episodes* 36, 199-204.

- Cozzi, A.**, 2002 - *Facies patterns of a tectonically-controlled Upper Triassic platform-slope carbonate depositional system (Carnian Prealps, Northeastern Italy)*. *Facies*, 47(1), 151–178. <https://doi.org/10.1007/bf02667711>
- 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*. *Ital. J. Geosci.*, 142(2), <https://doi.org/10.3301/IJG.2023.12>.
- Curzi M., Viola G., Zuccari C., Aldega L., Billi A., Van Der Lelij R., et al.**, 2024 - *Tectonic evolution of the Eastern Southern Alps (Italy): A reappraisal from new structural data and geochronological constraints*. *Tectonics*, 43, e2023TC008013, <https://doi.org/10.1029/2023TC008013>
- D'Amico C.**, 1964 - *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, 188-202.
- 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, 171-180.
- D'Amico C., Del Moro A., Freddo A., Pardini G.**, 1980 - *Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore*. *Rend Soc. It. Min. Petr.*, 36 (2), 703-716.
- Dal Piaz G.V.**, 1993 - *Evolution of the Austroalpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-variscan extension.*, in RAUMER VON J., NEUBAUER F. (Eds.): *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 327-344. Springer Verlag, Berlin.
- 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., Somnavilla 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). 175-180.
- 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, 1-5.
- Doglioni C.**, 1984 – *Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti*, *Giornale di Geologia*, 46 (47-60)
https://www.researchgate.net/profile/Carlo-Doglioni/publication/262185754_Tettonica_Triassica_transpressiva_nelle_Dolomiti/links/02e7e536f2b50c740b000000/Tettonica-Triassica-transpressiva-nelle-Dolomiti.pdf
- Doglioni C.**, 1987 - *Tectonics of the Dolomites (southern Alps, northern Italy)*, *Journal of Structural Geology*, 9 (181-193), [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90024-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90024-1)
- Doglioni C. & Neri C.**, 1988 - *Anisian tectonics in the Passo Rolle area*. *Rend. Soc. geol. It.*, 11, 197-204.

- Doglioni C. & Carminati E.**, 2008 - *Structural styles and Dolomites field trip*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 82, 1–299.
- Giannolla P., Andreetta R., Furin S., Furlanis S., Riva A.**, 2008 - *Geology of the Dolomites*, 18-30.
- Handy M. R., Schmid S. M., Bousquet R., Kissling E., Bernoulli D.**, 2010 - *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. Earth-Science Reviews, 102(3–4), 121–158, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>
- Heinisch H.**, 1981 - *Zum Ordovizischen “Porphyroid”- Vulkanismus der Ost- und Südalpen*. Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. Jahrb. Geol. B.-A., 124, 1-109.
- Hongfu Y., Kexin Z., Jinnan T., Zunyi Y., Shunbao W.**, 2001 - *The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary*. Episodes, 24, 102-114.
- 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),48 (311-326), [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(86\)90070-9](https://doi.org/10.1016/0034-6667(86)90070-9)
- Keim, L. & Stingl, V.**, 2000 - *Lithostratigraphy and facies architecture of the Oligocene conglomerates at Monte Parei (Fanes, dolomites, Italy)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 106, 123–131.
- Luschen E., Borrini D., Gebrande H., Lammerer B., Millahn K., Neubauer F., Nicolich R.**, 2006 - *TRANSALP – Deep crustal Vibroises and explosive seismic profiling in the Eastern Alps*. 9 – 36.
- Lustrino M., Abbas H., Agostini S., Caggiati M., Carminati E., Gianolla P.**, 2019 - *Origin of Triassic magmatism of the southern Alps (Italy): Constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios*. Gondwana Research, 75, 218–238, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.04.011>
- Masetti D., Fantoni R., Romano R., Sartorio D., Trevisani E.**, 2012 - *Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the Eastern Southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data*. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 96(11), 2065–2089. <https://doi.org/10.1306/03091211087>
- Massari F.**, 1988 - *Some thoughts on the permo-triassic evolution of the SouthAlpine area (Italy)*. Mem. Soc. Geol.It., 34, 179-188
- Massari F., Neri C., Pittau P., Fontana D., Stefani C.**, 1994 - *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy)*. Mem. Sci. Geol., Padova, 46: 119-243.
- Massironi M., Preto N., Zampieri D.**, 2006 - *Carta Geologica della Provincia di Trento. Tavola 45 III – S. Martino di Castrozza. 1:25,000*. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico. 5 -68.

- Meli S.**, 1998 - *Pre-Variscan volcanic activity in the eastern Alps: The Southalpine porphyroids*. Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt., 78, 415-432.
- Meli S. & Kloetzli S.U.**, 2001 - *Evidence for Lower Paleozoic magmatism in the Eastern Southalpine basement: Zircon geochronology from Comelico porphyroids*, 01 (147 – 157)
https://www.researchgate.net/publication/288403888_Evidence_for_Lower_Paleozoic_magmatism_in_the_Eastern_Southalpine_basement_Zircon_geochronology_from_Comelico_porphyroids
- Menegoni N., Inama R., Panara Y., Crozi M., Perotti C.**, 2022 - *Relations between Fault and Fracture Network Affecting the Lastoni di Formin Carbonate Platform (Italian Dolomites) and Its Deformation History*, Geosciences (12).
- Morelli C., Marocchi M., Moretti A., Bargossi G. M., Gasparotto G., De Waele B., et al.**, 2012 - *Volcanic stratigraphy and radiometric age constraints at the northern margin of a mega-caldera system: Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy)*. Geológica Acta, 11, 51–67.
- Neugebauer J.**, 1988 – *The ariscan plate tectonicevolution; an improved “lapetus model”*, Schweiz, Mineral. Petrogr. Mitt., 68, 313-334
- Payne J.L., Lehrmann D.J., Wei J., Orchard M.J., Schrag D.P., Knoll A.H.**, 2004 - *Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end Permian extinction*. Science, 305, 506-509.
- Piccotti V. & Cobianchi M.**, 2017 - *Jurassic stratigraphy of the Belluno basin and Friuli platform: A perspective on far-field compression in the Adria passive margin*. Swiss Journal of Geosciences, 110(3), 833–850.
<https://doi.org/10.1007/s00015-017-0280-5>
- Sassi F.P., Zanferrari A., Zirpoli G.**, 1979 - *Nuovi dati sulla stratigrafia e i caratteri chimico-petrografici dei Profidi del Comelico (Alpi orientali)*. Mem.Soc. Geol It., 20, 425-434.
- Schmid S. M., Aebli H.R., Heller F., Zingg A.**, 1989 - *The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps*. Geological Society, London, Special Publications, 45(1), 135-171.
<https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.045.01.08>
- Selli L.**, 1998 - *Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d’Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permomesozoiche nel quadro evolutivo del Subalpino orientale (NE-Italia)*. Mem Soc. Geol. It., 53, 503-541.
- Serpelloni E., Vannucci G., Anderlini L., Bennett R.A.**, 2016 - *Kinematics, seismotectonics and seismic potential of the eastern sector of the European Alps from GPS and seismic deformation data*. Tectonophysics, 688, 157-181
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.026>
- Sloman L. E.**, 1989 - *Triassic shoshonites from the dolomites, northern Italy: Alkaline arc rocks in a strike-slip setting*. Journal of Geophysical Research, 94(B4), 4655–4666. <https://doi.org/10.1029/jb094ib04p04655>

- Trombetta G., Bottoli S.,** 1998 - *Tettonica e stratigrafia medio-triassica nel gruppo Col Rossi-Porta Vescovo (Dolomiti occidentali)*. Memorie della Societa Geologica Italiana, 53, 325–339.
- Twitchett R.J.,** 1999 - *Palaeoenvironments and faunal recovery after the end Permian mass extinction*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 154, 27-37.
- Vai G.B.,** 1991 - *Palaeozoic strike-slip pulses and palaeogeography in the circumMediterranean Tethyan realm*. Pal. Pal., 87, 223-252.
- Vai G.B. & Cocozza T.,** 1986 – *Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy*. Bull. Soc. géol. France, **8** (2), 95-114.