

Analisi naturalistica del versante nord-orientale del Gruppo della Presolana

Metodi di analisi degli ecosistemi



Debora Voltolina
Università degli Studi di Milano - Scienze della Natura
2014/16
matr. 859551

INDICE

Introduzione	3
Inquadramento geografico.....	5
Inquadramento geologico	8
Inquadramento idrogeologico	22
Inquadramento geomorfologico.....	24
Geomorfosito del "Mare in Burrasca"	39
Inquadramento climatico	46
Inquadramento pedologico	53
Inquadramento floristico-vegetazionale	57
Inquadramento faunistico	80
Analisi dei dati attraverso GIS.....	97
Bibliografia	99

Le fotografie sono state scattate da Debora Voltolina, nel corso di escursioni effettuate nei mesi di settembre-ottobre 2015 e nei mesi di giugno-luglio-agosto 2016 lungo i sentieri CAI n°401-402-403-404.

INTRODUZIONE

Lo studio interdisciplinare in esame si propone come strumento di analisi e valorizzazione naturalistica del versante scalvino del Gruppo della Presolana, incluso nel settore orientale delle Prealpi Bergamasche, nel tentativo di documentarne la varietà di habitat naturali e seminaturali e, in particolare, il pregio floristico-vegetazionale e geologico-geomorfologico.

Il Parco Regionale delle Orobie Bergamasche, istituito nel 1989, si estende per una superficie di 69.846 ettari e interessa gran parte del versante meridionale delle Alpi Orobie e dei sistemi prealpini della provincia di Bergamo. Ai sensi del recepimento da parte dello Stato italiano della Direttiva "Habitat" (n. 92/43/CEE) e della Direttiva "Uccelli" (n. 79/409/CEE, ora n. 2009/147/CE), circa l'80% dell'area di competenza del Parco è stata inclusa nel Sistema Rete Natura 2000, con l'istituzione di nove Siti di Importanza Comunitaria (SIC) e di un'unica Zona di Protezione Speciale (ZPS - IT2060401).

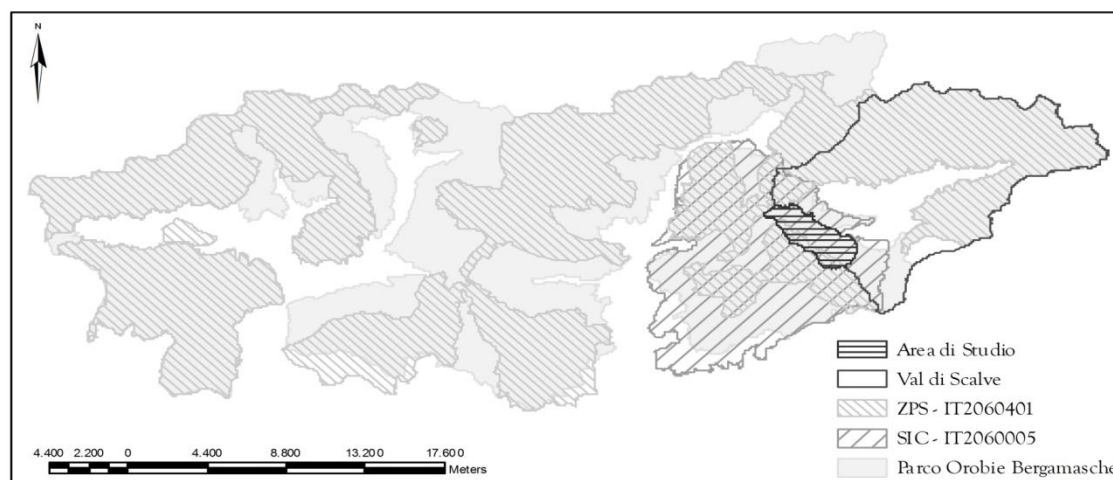


Figura 1 - Ubicazione dell'area di studio all'interno del Parco delle Orobie Bergamasche e della Rete Natura 2000.

L'area di studio risulta interamente inclusa nel SIC - IT2060005 Val Sedornia, Val Zurio, Pizzo della Presolana e parzialmente interessata dalla ZPS - IT2060401 di pertinenza del Parco delle Orobie Bergamasche. Con i suoi 12.977 ettari è il più esteso tra i SIC della Lombardia e si presenta nel suo complesso caratterizzato da un mosaico di habitat d'interesse comunitario, alcuni dei quali prioritari. Cospicuo è il contingente floristico, con un'elevata percentuale di stenoendemite ed endemite insubriche, anche a distribuzione esclusiva di alcuni massicci calcarei delle Prealpi Bergamasche. Notevole è inoltre la componente faunistica.

A nord del massiccio della Presolana si colloca uno tra i più importanti e meglio sviluppati altopiani glacio-carsici della Lombardia, noto come "Mare in Burrasca". Per il peculiare interesse geologico-geomorfologico e la rilevante valenza ecologica, il "Mare in Burrasca" è incluso dal 2010 nell'Inventario Nazionale dei Geositi dell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA). **Tale geomorfosito include anche buona parte della Val Conchetta, dove la millenaria azione di dissoluzione operata dalle acque meteoriche si esprime in tutta la sua magnificenza.**

L'area, già interessata da un'intensa attività estrattiva protrattasi per secoli, è stata irreversibilmente compromessa negli ultimi decenni dalla realizzazione degli impianti sciistici di Colere (società S.I.R.P.A.) e delle strutture di accoglienza. La preservazione del sito è seriamente minacciata dal "Progetto strategico di potenziamento e collegamento dei demani sciabili dell'alta Valle Seriana e della Valle di Scalve" che prospetta la ridefinizione e l'ampliamento dei tracciati sciabili delle due Comunità Montane, interessando il settore settentrionale del "Mare in Burrasca", tra la Val Conchetta e il Pizzo di Petto.

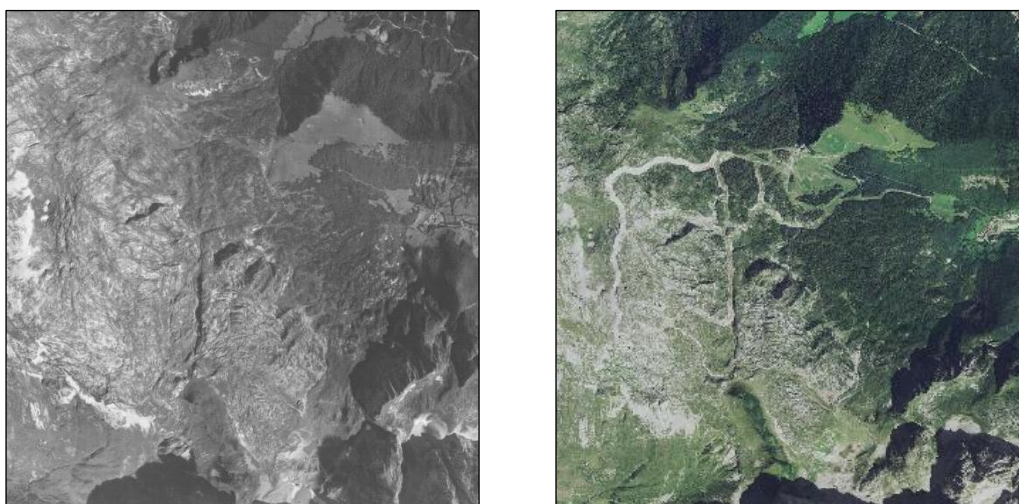


Figura 2 - Dal confronto fra un aerofotogramma del 22 agosto 1970 (a sinistra) dell'Istituto Geografico Militare e un'ortofoto del 2007 (a destra) è chiaramente visibile l'impatto degli impianti sciistici sul territorio.

Considerato l'elevato valore naturalistico dell'altopiano del "Mare in Burrasca" e della Val Conchetta e alla luce delle concrete minacce alla loro conservazione, il presente studio si propone l'obiettivo di una valorizzazione del geosito al fine di preservarne l'integrità e promuoverne la geoconservazione.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Insieme alla Val Brembana e alla Val Seriana, la Val di Scalve è una delle maggiori vallate che si dipartono dalla catena delle Alpi Orobie nella provincia di Bergamo. Il fondovalle, percorso dal fiume Dezzo e dai suoi affluenti, si presenta a tratti fortemente inciso e fiancheggiato da terrazzi alluvionali sulla cui sommità sorgono i principali centri abitati del territorio scalvino: Schilpario, Vilminore di Scalve, Colere e Azzone. Da sempre legata sotto il profilo storico-culturale e socio-economico alla Valle Seriana, è geograficamente tributaria della Valle Camonica e del Bacino dell'Oglio, nel quale confluiscono le acque del Dezzo dopo aver attraversato una spettacolare forra di origine glaciale, incisa dall'incessante scorrere di torrenti subglaciali.

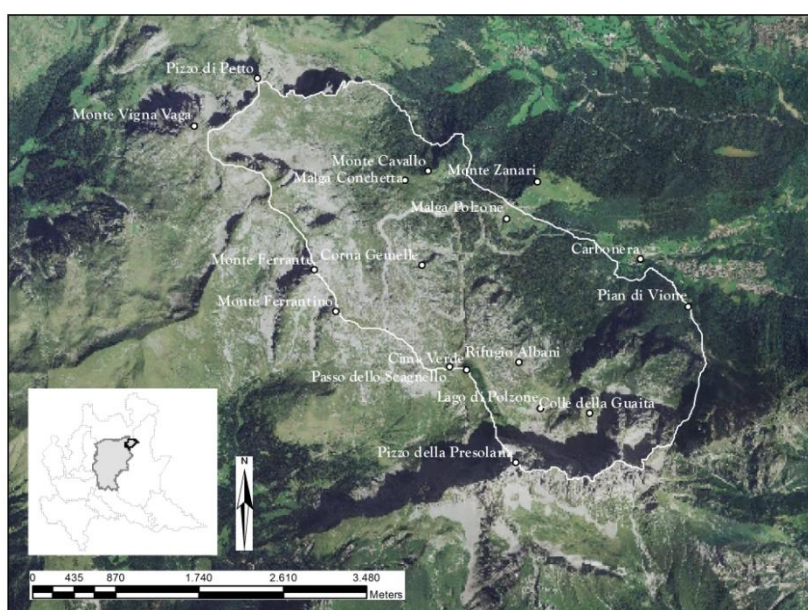


Figura 3 - Ortofoto dell'area di studio, delimitata a sud dal massiccio della Presolana, a sud-est dall'impluvio che scende verso Pian di Vione e dall'abitato di Colere ad est, a nord dalle creste che delimitano la Val Conchetta e a ovest dal crinale che dalle vette del Monte Vigna Vaga si estende fino al Pizzo della Presolana passando per il Monte Ferrante.

L'area in esame si colloca nella porzione sud-occidentale della Val di Scalve, sulla destra idrografica del fiume Dezzo, tra i territori comunali di Colere e Vilminore di Scalve. La sua superficie ricopre 995 ettari e si sviluppa lungo le pendici nord-orientali di alcune delle maggiori vette del settore orientale delle Prealpi Bergamasche, a quote comprese fra 1084 e 2510 metri s.l.m.. È delimitata a sud e a ovest dallo spartiacque dei bacini idrografici di due tributari del corso superiore del Dezzo, i torrenti Rino e Nembo, rappresentato dalle imponenti vette del Gruppo della Presolana, tra le quali si segnalano, da sud a nord, in senso orario, il Pizzo della Presolana (2521 m), il Monte Ferrantino (2325 m), il Monte Ferrante (2427 m), il Monte Vigna Vaga (2332 m) e il Pizzo di Petto (2270 m). Il limite settentrionale coincide con la Val Conchetta, situata tra il Pizzo di Petto e il Monte Vigna Vaga, nel territorio comunale di Vilminore di Scalve. L'area di studio si estende infine verso valle, delimitata a sud-est dall'impluvio che scende verso Pian di Vione e nord-est dall'impluvio che da Malga Polzone giunge a Carbonera, per terminare in prossimità dell'abitato di Colere, a 1100 m s.l.m..

Si evidenziano altre cime minori all'interno del perimetro dell'area di studio, come il Colle della Guaita (2093 m s.l.m.), le Corna Gemelle (2007 m s.l.m.) ed il Monte Cavallo (1790 m s.l.m.).

Il modello digitale del terreno consente di effettuare una caratterizzazione morfometrica delle forme e degli elementi del rilievo dell'area in esame e di ottenere informazioni circa l'acclività e l'energia del rilievo, nonché sull'esposizione dei versanti. La maggior acclività si registra in corrispondenza del massiccio della Presolana e del complesso dei monti Ferrante e Ferrantino. Modesta è anche l'acclività di tutta l'area meridionale e delle pareti su cui si erge il Rifugio Albani. L'acclività e l'energia del rilievo si riducono notevolmente allontanandosi dalle pareti rocciose e procedendo verso l'altopiano del "Mare in Burrasca", che si mantiene a quote comprese fra 1800 e 2150 m s.l.m.. L'area di studio mostra una prevalente esposizione verso nord e nord-est, fatta eccezione per il versante destro idrografico della Val Conchetta esposto a sud e sud-est e poche altre aree ristrette.

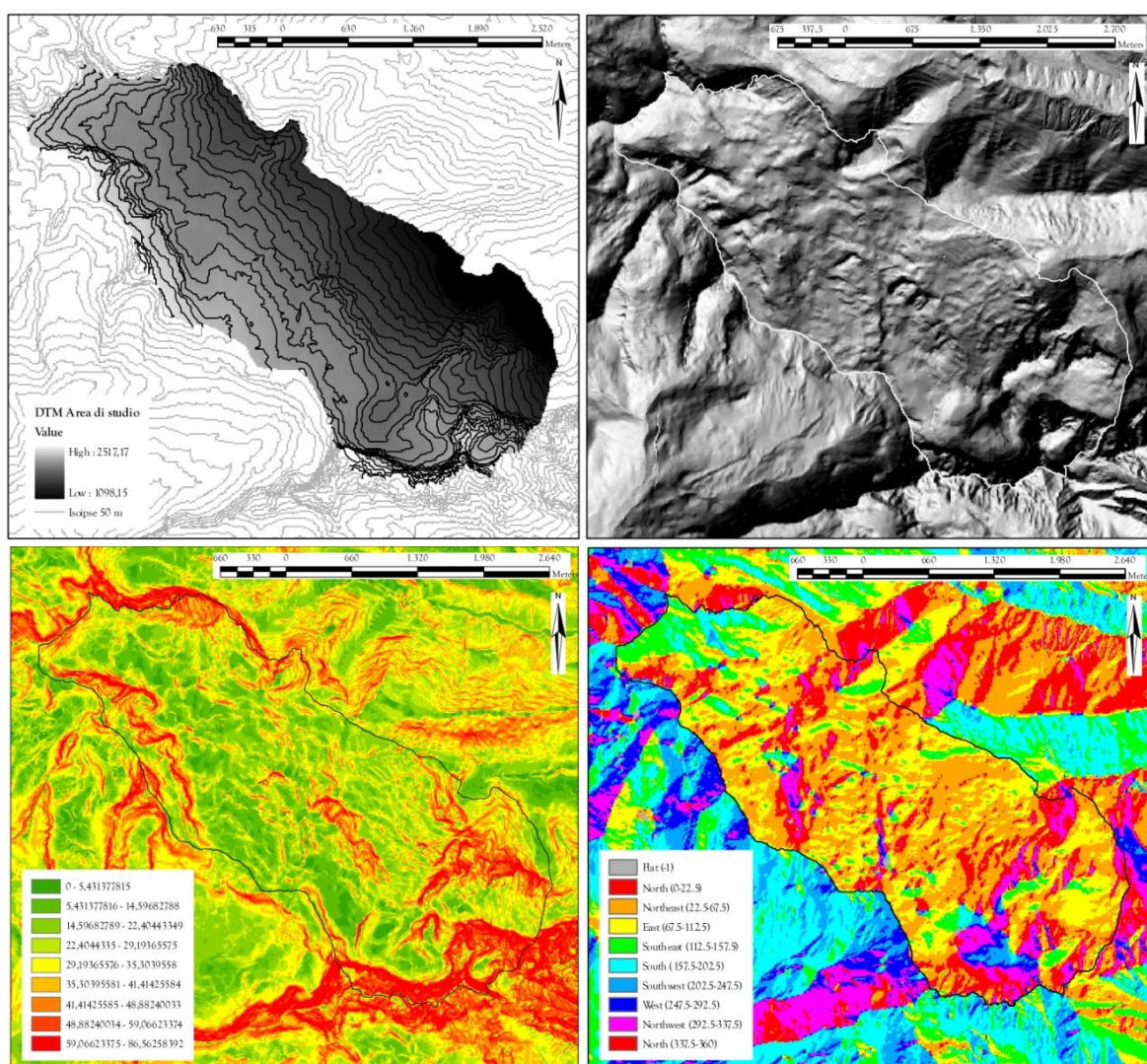


Figura 4 - Dal DTM con risoluzione 5x5 metri dell'area di studio (in alto a sinistra), sono state ottenute l'ombreggiatura del rilievo (in alto a destra), l'acclività in gradi (in basso a sinistra) e l'esposizione (in basso a destra) dei versanti. L'ombreggiatura del rilievo è stata realizzata simulando una fonte di luce posizionata a sud-est, con *azimuth* 135°, e inclinata di 45° sul piano orizzontale.

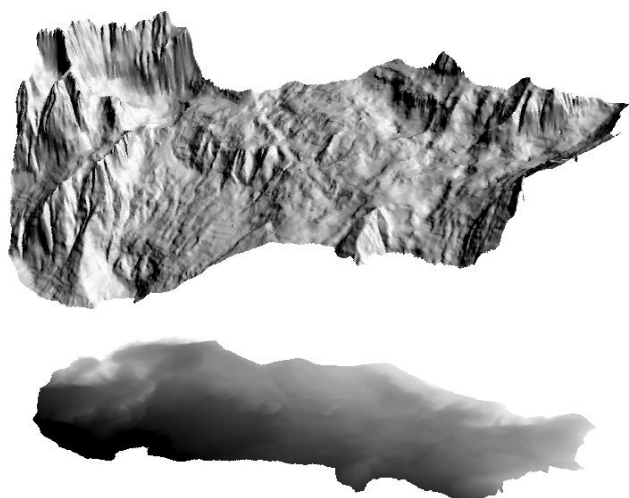


Figura 6 - Vista tridimensionale dell'area di studio. La carta dell'ombreggiatura del rilievo è stata realizzata ponendo la fonte di luce a nord-ovest, in quanto, se pur innaturale, consente di visualizzare la parete nord della Presolana, che altrimenti sarebbe rimasta completamente in ombra. Alle quote riportate dal DTM è stato applicato un fattore di moltiplicazione pari a 1,5. Si riporta anche il DTM bidimensionale per facilitare l'orientamento.

Il massimo dislivello altitudinale dell'area è pari a circa 1400 m (Carbonera - Pizzo della Presolana), ma la maggior parte di questa differenza di quota è da attribuire alle ripide pareti del massiccio della Presolana, che si stagliano quasi verticali da un'altitudine di circa 1900 m fino ai 2521 m della vetta. Sulla base del DTM sono stati realizzati diversi profili topografici che dalle principali vette scendono in quota fino al centro abitato di Carbonera di Colere e un profilo che percorre la Val Conchetta in tutta la sua lunghezza. Un ultimo profilo ricalca a grandi linee lo spartiacque dei bacini idrografici del Serio e del Dezzo, che a partire dal Pizzo di Petto si protende verso sud fino al Pizzo della Presolana lungo un crinale roccioso punteggiato dalle cime dei monti Ferrante e Ferrantino.

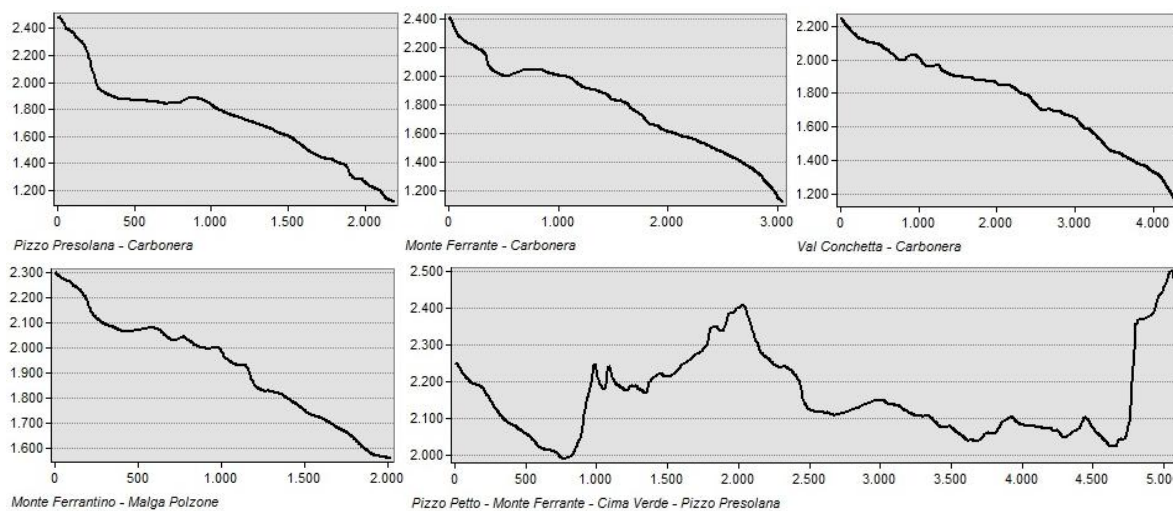


Figura 5 - Profili topografici dell'area di studio.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il quadro paleogeografico pre-orogenico del settore Alpino può facilitare la comprensione dell'attuale assetto geologico-strutturale della catena alpina. Nel Carbonifero superiore, attorno a 300 milioni di anni fa, la collisione tra Euroamerica e Gondwana conduce all'orogenesi ercinica, che, svoltasi a più riprese, si conclude nel Permiano inferiore con l'aggregazione delle terre emerse a divenire parte integrante del supercontinente Pangea. Fenomeni distensivi lungo il margine nord-orientale di Gondwana culminano con il distacco e la migrazione verso nord dei *terrane* della Cimmeria e con la conseguente apertura del bacino della Neotetide. Durante il Triassico e il Giurassico questa fase d'intenso *rifting* induce la frammentazione dell'unità della Pangea. La progressiva espansione verso occidente della Neotetide conferma una tendenza all'ingressione marina nei territori di pertinenza del futuro settore Alpino. La fase distensiva in quest'area culmina con la formazione del bacino dell'Oceano Ligure-Piemontese, ai margini del quale si fronteggiano Adria ed Europa. La storia delle Alpi si sviluppa proprio attorno all'Oceano Ligure-Piemontese, che dopo aver raggiunto oltre 1000 km di larghezza, nel Cretaceo inferiore subisce una fase compressiva dovuta all'apertura dell'Atlantico Meridionale e al movimento rotativo antiorario di Africa. La crosta oceanica è costretta alla subduzione sotto il margine continentale africano di Adria che finisce per collidere con il margine meridionale passivo di Europa.

La catena alpina è l'esito di una complessa evoluzione geodinamica, riassumibile in successive fasi strutturali (Forcella, Jadoul, 1990). La fase eo-alpina si manifesta con eventi metamorfici e deformazioni che si protraggono per tutto il Cretaceo, da 130 a 70 milioni di anni fa, in risposta alla subduzione del fondale dell'Oceano Ligure-Piemontese sotto Adria. La fase meso-alpina, culmine dell'orogenesi, coincide con la fase di collisione dei margini continentali di Europa e Adria in seguito alla completa consumazione del fondale dell'Oceano Ligure-Piemontese, tra Eocene superiore e Oligocene inferiore, 43-35 milioni di anni fa. Le forze di compressione costringono il margine continentale del promontorio africano a sovrascorrere su quello europeo, producendo falde di ricoprimento di materiale alloctono con vergenza europea, verso nord-ovest (Dal Piaz *et al.*, 2003). La fase tardo-alpina, un'ulteriore fase deformativa verificatasi durante il Miocene, 23-10 milioni di anni fa, è caratterizzata da un generale sollevamento della catena meso-alpina. Lo sviluppo di pieghe con vergenza verso sud-est deforma le strutture a falde costituendo l'edificio a vergenza adriatica (*ibidem*). La fase neo-alpina, iniziata 5 milioni di anni fa e ancora in atto, è identificabile con un progressivo innalzamento della catena per ragioni di equilibrio isostatico. Questo assetto geodinamico conferisce alle Alpi una conformazione strutturale a "doppia vergenza".

Le Alpi si sviluppano ad arco dal golfo di Genova sino alle porte di Vienna, estendendosi per oltre 1300 km. La catena alpina è percorsa per tutta la sua lunghezza dal Lineamento Insubrico o Periadriatico, un importante sistema di faglie generalmente interpretato come espressione della sutura fra Adria ed Europa. A nord-ovest di questa discontinuità crostale si individua l'edificio Europa-vergente, costituito dal complesso del margine continentale passivo di Europa (Unità Elvetiche) e delle sovrastanti falde di ricoprimento europee (Unità Penniniche) ed africane (Unità Austroalpine), intercalate da lembi della crosta oceanica dell'Oceano Ligure-Piemontese, le ofioliti. L'edificio Adria-

vergente, a sud del Lineamento Insubrico, è invece interamente costituito da rocce derivanti dalla deformazione della placca africana (Unità Sudalpine).

Le Alpi possono quindi essere suddivise in quattro domini paleogeografico-strutturali: a nord del Lineamento Insubrico si individuano i Domini Elvetico, Pennidico e Austroalpino, identificabili con le Alpi s.s.; a sud dello stesso, il Dominio Sudalpino, coincidente con le Alpi meridionali. Contrariamente all'edificio delle Alpi s.s., le Alpi meridionali non presentano una struttura a grandi falde di ricoprimento e si configurano come una fascia di rilievi interessati da pieghe e sovrascorrimenti di minore dimensione, costituiti da rocce provenienti dalla medesima area.

La Val di Scalve si colloca nel dominio paleogeografico-strutturale Sudalpino, in particolare nella sottosezione delle Prealpi Bergamasche Orientali. È percorsa longitudinalmente, in senso est-ovest, da un contatto tettonico con il sovrascorrimento delle unità meridionali su quelle settentrionali. A nord di tale contatto affiorano, con giacitura prevalentemente a franapoggio, depositi terrigeni conglomeratici e vulcanoclastici del Permiano, a tetto dei quali si trovano arenarie e siltiti del Triassico inferiore. Le unità meridionali alloctone in sovrascorrimento con giacitura a reggipoggio, sono rappresentate dalla potente successione carbonatica del Triassico medio e superiore, scollatasi dai depositi del Triassico inferiore. L'area in esame ricade nel territorio di pertinenza delle Unità Carbonatiche Alloctone della falda di ricoprimento (Jadoul, Rossi, 1982) e, ad eccezione dei depositi fluviali e glaciali del Pleistocene, tutte le formazioni rocciose affioranti sono di età triassica.

La successione stratigrafica è stata ricostruita grazie alla consultazione del Foglio 078 - Breno della Carta Geologica d'Italia 1:50.000, realizzato nell'ambito del Progetto CARG, e delle Tavole in scala 1:10.000 prodotte a supporto degli Studi Geologici per il Piano di Governo del Territorio dei comuni di Colere e Vilminore di Scalve. La Regione Lombardia ha reso disponibili per il download gli shapefile relativi al Foglio 078 - Breno in scala 1:10.000. Le informazioni così ottenute sono state confermate dalle osservazioni su campo.

La serie litologica è composta da formazioni sedimentarie prevalentemente di età compresa fra 247 e 227 milioni di anni, deposte fra l'Anisico e il Carnico.

CALCARE DI ANGOLO (Anisico inferiore - medio)

Il Calcare di Angolo è rappresentato da calcari e calcari dolomitici scuri, generalmente caratterizzati da un'evidente stratificazione, con superfici ondulate e sovente attraversate da vene di calcite bianca. Si riconoscono due litofacies poste in contatto stratigrafico: inferiormente calcari dolomitici di colore grigio scuro con strati di spessore variabile, i Calcari scuri in strati medi/massicci (ANG_C); superiormente calcari e calcari marnosi, grigio-scuri o neri, a stratificazione molto sottile, i Calcari scuri stratificati (ANG_A). Depositi durante l'Anisico inferiore e medio in un ambiente deposizionale di piana subtidale a sedimentazione prevalentemente carbonatica, si presenta a tratti fortemente bioturbato.

Nell'area di studio, il Calcare di Angolo è riconoscibile lungo lo spartiacque della Val di Scalve, tra il Monte Ferrante e il Monte Vigna Vaga. L'unità affiora estesamente a nord dei confini dell'area, lungo il versante di Costa Val Notte che si affaccia sull'abitato di Colere, dove si presenta fortemente ripiegata. L'affioramento alla sommità del Monte Cavallo è interpretabile come un *klippe*, una porzione di Calcare di Angolo isolata e in sovrascorrimento sul sottostante Calcare di Esino.

CALCARE DI PREZZO (Anisico superiore)

Nell'Anisico superiore si mette in posto il Calcare di Prezzo che, caratterizzato da un'alternanza di livelli di calcari marnosi e di marne carboniose, testimonia le frequenti e continue oscillazioni del livello delle acque del bacino della Neotetide. L'ambiente deposizionale è dunque riferibile ad un ampio bacino lacustre a sedimentazione terrigeno-carbonatica, talora caratterizzata da locali condizioni di anossia che, rendendo l'ambiente riducente, favoriscono la formazione di cristalli di pirite di dimensioni millimetriche. Elevato è anche il contenuto fossilifero, ricco in particolare di faune a lamellibranchi. Posto a tetto del Calcare di Angolo, il Calcare di Prezzo è spesso interessato da pieghe rovesciate ed elisioni tettoniche. Al contatto con il Calcare di Angolo predomina la facies prevalentemente marnosa (PRZc), costituita interamente marne tenere, fissili e spesso carboniose, ricche di ammoniti. Al contatto con la sovrastante Formazione di Buchenstein, il Calcare di Prezzo si esprime invece nella sua facies più tipica, la facies prevalentemente calcarea (PRZ), costituita dall'alternanza di calcari marnosi neri compatti e marne nere entrambi in strati da decimetrici a pluridecimetrici. Per contrasto cromatico fra i calcari scuri e le diffuse vene di calcite che li attraversano, il Calcare di Prezzo è spesso denominato "nero venato".

Scarsi sono gli affioramenti del Calcare di Prezzo all'interno dell'area di studio. Nei pressi della sommità di Monte Cavallo affiora la facies prevalentemente marnosa, mentre nelle vicinanze della Malga Polzone sono presenti entrambe le facies.



Figura 7 - Affioramento di Calcare di Prezzo lungo il sentiero CAI n°403 (a sinistra), con immersione verso NNE e inclinazione prossima a 90°, costituito da calcari marnosi scuri a stratificazione decimetrica con venature di calcite spatca, ben visibile nel campione (a destra).

FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (Anisico superiore - Ladinico inferiore)

Nel Ladinico inferiore, in continuità stratigrafica con il Calcare di Prezzo, inizia la sedimentazione dei calcari grigio-nerastri della Formazione di Buchenstein. Nella facies più tipica dei Calcari nodulari con selce, i calcari debolmente marnosi sono spesso nodulari per la presenza di selce in noduli o sottili liste o breccie calcaree cementate da silice. Depositi in strati regolari, sono frequentemente intercalati da livelli di marne argillose grigio-verdastre o di arenarie fini e siltiti selcifere, laminate. I livelli di tufiti giallo-verdastre costituiscono altre intercalazioni tipiche; finemente laminate e facilmente erodibili, risultano ben visibili solamente lungo sezioni ben esposte. Il limite con il Calcare di Prezzo è spesso messo in evidenza da porfiriti strato-concordanti. In assenza di disturbi tettonici è sempre delimitata alla base dal Calcare di Prezzo e a tetto dalla Formazione di Wengen o dal Calcare di Esino. Nella parte superiore dell'unità, le arenarie grigio-verdastre, note come "pietre verdi", che si

presentano in strati medio-grossolani, costituiscono la facies delle Piroclastiti e siltiti vulcanoclastiche. Questi orizzonti si trovano generalmente al passaggio con la Formazione di Wengen e si distinguono dalle arenarie di quest'ultima per l'assenza di cemento calcareo. Spesso la Formazione di Wengen è completamente assente e la Formazione di Buchenstein prende diretto contatto con il Calcare di Esino. In queste aree si può osservare la Facies di transizione Esino-Buchenstein, costituita da dolomie, calcari dolomitici e calcareniti con selce. Il contesto deposizionale, molto specifico nel quadro del contesto evolutivo del Triassico sudalpino, è quello di bacini intrapiattaforma, caratterizzati da un rapido aumento relativo del livello del mare per fattori eustatici e marcatamente differenziati dalle piattaforme carbonatiche.

Lo spessore è generalmente modesto e gli affioramenti nell'area in esame sono limitati per numero ed estensione. Appena all'esterno dell'area di studio, sul versante destro del Pian di Vione, è riportato un esteso affioramento della Formazione di Buchenstein. Nell'area, le facies dei Calcari nodulari con selce e delle Piroclastiti e siltiti vulcanoclastiche affiorano lungo l'impluvio che scende dalla Malga Polzone verso Carbonera, in contatto stratigrafico con la facies prevalentemente calcarea del Calcare di Prezzo, raggiungendo spessori anche ragguardevoli (fino a 30 m).



Figura 8 - Affioramento della Formazione di Buchenstein lungo il sentiero CAI n°403 (a sinistra), con inclinazione prossima a 90° e stratificazione variabile, da grossolana a fine (a destra), costituita da un'alternanza di calcari marnosi e arenarie fini, intercalate da liste di selce.

FORMAZIONE DI WENGEN (Ladinico)

In assenza di disturbi tettonici, la Formazione di Wengen è sempre delimitata a letto dalla Formazione di Buchenstein, mentre a tetto può essere in contatto con il Calcare di Esino, il Calcare di Pratotondo o l'Argillite di Lozio. Nelle successioni più complete la Formazione di Wengen è costituita in prevalenza da arenarie vulcanoclastiche grigio-verdastre a cemento calcareo, alternate a siltiti, marne nere e tufiti grigio-scure, in strati e banchi planari di spessore decimetrico. Le laminazioni sono generalmente piano-parallele o a *ripple* da corrente e, meno diffusamente, oblique, come sul versante a monte di Colere. Le arenarie, localmente conglomeratiche con clasti scuri di derivazione vulcanica, possono presentare intraclasti pelitici nella parte inferiore-media degli strati, ma anche elementi calcarei, in prossimità della transizione al Calcare di Esino. La Formazione di Wengen è il risultato della deposizione di sedimenti terrigeni con importante componente vulcanoclastica in un contesto di bacino intrapiattaforma, durante il Ladinico superiore. La struttura dei depositi di questa formazione suggerisce la messa in posto da parte di meccanismi di risedimentazione gravitativa di tipo torbiditico. È spesso evidente un'organizzazione in cicli di facies di granulometria crescente dal

basso verso l'alto che riflette la progradazione delle torbiditi, effetto della brusca diminuzione dell'energia cinetica del sistema di trasporto in corrispondenza del raccordo fra la scarpata continentale e la piana abissale.

Nell'area di studio affiora unicamente la facies delle vulcanoclastiti. La formazione raggiunge importanti spessori sui versanti che racchiudono il Pian di Vione. Affioramenti minori si riconoscono lungo l'impluvio che scende dalla Malga Polzone verso Carbonera. Nell'area di studio gli strati si presentano spesso intensamente ripiegati, contorti e fratturati per via della loro posizione rispetto alle principali strutture tettoniche. Particolarmente interessante è l'affioramento sulla cresta di Cima Verde, in chiaro rapporto eteropico con il Calcarea di Esino dello spigolo nord della Presolana e in sovrascorrimento sulle sottostanti Formazioni di Breno, di San Giovanni Bianco e delle Argilliti di Lozio.



Figura 9 - Affioramento delle arenarie vulcanoclastiche della Formazione di Wengen di Cima Verde (a sinistra), con banchi di spessore pluridecimetrico interessati da una piega antiforale coricata e serrata. Sulla parete nord-orientale del Pizzo della Presolana si riconosce il contatto eteropico (a destra) fra la Formazione di Wengen e il Calcarea di Esino.

CALCARE DI PRATOTONDO (Ladinico)

Il Calcarea di Pratotondo è generalmente limitato inferiormente dalla Formazione di Wengen e superiormente sfuma nell'Argillite di Lozio, con un progressivo aumento della frazione argillitica a discapito di quella calcarea. È costituito, nella sua facies più tipica, da siltiti marnose e marne sottilmente stratificate, nere alla frattura, da grigio a grigio-beige in alterazione, localmente piritifere, con clasti calcarei o livelli francamente calcarei. Sono stati attribuiti al Pratotondo anche i calcari marnosi della litofacies superiore della Formazione di Wengen posti generalmente a letto del Calcarea di Esino, ove questo tende a chiudersi verso il bacino della Argillite di Lozio. Analogamente alla Formazione di Wengen, dal quale si differenzia per una maggior abbondanza della componente carbonatica, è il risultato della sedimentazione in un contesto deposizionale bacinale intrapiattaforma.

Nell'area di studio è segnalato un unico esiguo affioramento, localizzato nei pressi di Pian di Vione, al contatto fra la Formazione di Wengen e il sovrastante Calcarea di Esino.

CALCARE DI ESINO (Anisico superiore - Carnico inferiore)

Il Calcarea di Esino si interpone tra la Formazione di Wengen o il Calcarea di Pratotondo (a letto) e la Formazione di Breno o il Calcarea Metallifero Bergamasco (a tetto). Localmente, come sul versante nord-orientale della Presolana, alla base del Calcarea di Esino si osservano argilliti e siltiti dell'Argillite di Lozio o della litofacies calcarea-marnosa del Calcarea di Pratotondo. L'unità, potente fino a 800-1000 m, presenta una stratificazione massiccia per lo più indistinta e solo localmente si distin-

guono grossi banchi poco marcati. Composto di calcari micritici e calcari dolomitici da grigio-chiari e rosati a grigio-scuri nocciola, biancastri in alterazione, il Calcare di Esino è espressione della sedimentazione in contesto di piattaforma carbonatica. In funzione dell'ambiente deposizionale sono distinguibili: Calcari biocostruiti e breccie, che rappresentano la facies di margine e di pendio rispettivamente, costituiti da calcari massicci biocostruiti di colore grigio chiaro e breccie calcaree, con un ricco contenuto fossilifero (strutture algali, coralli, spugne, bivalvi, articoli di crinoidi e gasteropodi); Calcari in strati e banchi di piattaforma interna, calcari grigio-chiari in strati e banchi, fossiliferi con alghe *Dasycladaceae* e abbondanti gasteropodi. Il Calcare di Esino si presenta spesso fortemente fessurato e carsificato e le numerose cavità possono essere colmate da depositi travertinosi generalmente stratificati.

I calcari biocostruiti e le breccie calcaree costituiscono buona parte del massiccio carbonatico della Presolana e del vasto affioramento di Esino che dalla Presolana si protende verso nord-est fino alla Malga Polzone e da questa risale lungo il versante sinistro idrografico della Val Conchetta fino al Pizzo di Petto. Nei ghiaioni che fasciano il massiccio della Presolana sono abbondanti i rinvenimenti di forme anche giganti di gasteropodi e, più raramente, ammoniti; sono inoltre diffusi coralli, alghe e subordinatamente, lamelibranchi. Anche il Monte Ferrante è costituito in prevalenza da Calcare di Esino, a cui sottostanno, in affioramenti limitati e di ridotta potenza, la Formazione di Buchenstein, al Calcare di Prezzo e al Calcare di Angolo. Questo complesso con strati immergenti generalmente verso sud-est costituisce secondo alcuni autori la Scaglia del Monte Ferrante, in sovrascorrimento sul sottostante Membro dell'Annunciata della Formazione di Breno.

Tra Malga Conchetta e le Corna Gemelle si riconoscono invece vasti affioramenti dei calcari di piattaforma interna, sovrastati dagli affioramenti della Formazione di Breno.

CALCARE ROSSO (Ladinico superiore)

Spesso tra il Calcare di Esino (a letto) e la Formazione di Breno (a tetto) si interpone il Calcare Rosso, costituito da calcari marnosi dolomitici rosso-rosati. Il Calcare Rosso si è depositato nel Ladinico superiore in seguito all'emersione della piattaforma carbonatica del Calcare di Esino e alla formazione di cementi che hanno parzialmente o completamente sostituito il sedimento originario.

Nell'area di studio il Calcare Rosso non affiora nella sua facies tipica, ma nei pressi delle Corna Gemelle, lungo il sentiero che dalla Malga Polzone conduce al Rifugio Albani e in corrispondenza della faglia nota come Linea Polzone-Vareno, è riportato un affioramento interpretabile come Calcare Rosso. Si tratta di un livello di breccie a cemento ocraceo posto a tetto della superficie erosionale costituita da calcari a laminazioni stromatolitiche e gasteropodi giganti del Metallifero Bergamasco e della Formazione di Breno. La colorazione è grigio biancastra con sfumature rosate. Gli esigui affioramenti non consentono di cartografare questa unità stratigrafica né di valutarne lo spessore.



Figura 10 - Parete nord della Presolana interamente costituita dalla facies di margine e di pendio del Calcare di Esino.

FORMAZIONE DI BRENO (Carnico inferiore-medio)

La Formazione di Breno è posta generalmente a tetto del Calcare di Esino o del Calcare Rosso, in modo discontinuo, e a letto della Formazione di San Giovanni Bianco (facies dolomitico-pelitica), delle Argilliti di Lozio o del Calcare Metallifero Bergamasco. Sono state riconosciute complesse relazioni eteropiche con la Formazione di Gorno (Gnaccolini, Jadoul, 1988). Come il Calcare di Esino, anche la Formazione di Breno si è deposita nel Carnico medio-inferiore in un contesto di piattaforma carbonatica, ma non sono distinguibili litofacies di margine e pendio. L'ambiente deposizionale sembra essere stato interessato da cicli peritidali ad alta frequenza (*ibidem*), con rapide oscillazioni del livello relativo del mare. All'interno dell'unità sono distinguibili una litofacies inferiore a diretto contatto con il Calcare di Esino, il Membro dell'Annunciata, ed una superiore a diretto contatto con la Formazione di San Giovanni Bianco ed eteropica con essa, il Membro di Campolungo. Il Membro dell'Annunciata rappresenta il passaggio graduale dal Calcare di Esino ed è costituito da calcari grigio-chiari a stratificazione ben distinta, da centimetrica a metrica. Gli strati possono essere separati da sottili intercalazioni di marne grigie e nerastre o più raramente di calcari dolomitici e dolomie calcaree che divengono più frequenti man mano che si procede verso l'alto. Generalmente il contenuto fossilifero è ricco in ooliti e pisoliti, bivalvi e gasteropodi. La Formazione di Breno si presenta molto simile alla litofacies di piattaforma del Calcare di Esino e la distinzione è netta solo in caso di affioramenti di Calcare Rosso. Il Membro di Campolungo è costituito prevalentemente da dolomie microcristalline grigio-biancastre, finemente fratturate e venate, ben stratificate. Frequenti sono le intercalazioni di sottili livelli di calcari marnosi o marne nere finemente stratificate. La presenza di strutture stromatolitiche e di essicazione suggerisce un ambiente deposizionale intertidale.

La Formazione di Breno costituisce l'altopiano carsico denominato "Mare in Burrasca" che si estende dalla parete settentrionale del massiccio della Presolana ai rilievi carbonatici che sovrastano il versante meridionale della Val Conchetta. Il limite superiore dell'unità è in parte troncato dal sovrascorrimento dell'Esino, che taglia il versante orientale della Presolana. Secondo lo studio geologico effettuato per il PGT di Vilminore, gli affioramenti della Formazione di Breno nei pressi del Monte Ferrante sarebbero da attribuire al Membro di Campolungo. Al tempo stesso, il Foglio Breno del progetto CARG e lo studio geologico per il PGT di Colere, riportano nella medesima area un impor-



Figura 11 - Affioramenti rocciosi sul versante destro idrografico della Val Conchetta rappresentati unicamente dai calcari grigi della Formazione di Breno a stratificazione ben distinta.

tante affioramento della Formazione di Breno attribuito al Membro dell'Annunciata. Il Membro di Campolungo, costituito in prevalenza da dolomie microcristalline, meno idrosolubili rispetto ai calcari del Membro dell'Annunciata, dovrebbe presentare una ridotta o limitata attitudine al carsismo (Panizza, 2014). Considerato l'elevato grado di carsismo e l'abbondanza delle forme carsiche presenti nell'area, inclusa nel "Mare in Burrasca", si è ritenuto opportuno ascrivere l'affioramento al Membro dell'Annunciata.

A tetto della Formazione di Breno sono presenti estese mineralizzazioni colonnari a fluorite, in associazione a solfuri di Zn e Pb, rispettivamente blenda e galena. I quattro ingressi della miniera di fluorite e calamina, ormai inattiva, nei pressi del laghetto di Polzone e del Rifugio Albani testimoniano l'intensa attività estrattiva, protrattasi per secoli fino agli anni 80 del XX secolo. Il termine calamina era utilizzato in passato per indicare l'insieme dei minerali di alterazione del solfuro di zinco: emimorfite, smithsonite e idrozincite, rispettivamente silicato, carbonato e idrossicarbonato di zinco.

ARGILLITE DI LOZIO (Ladinico superiore - Carnico inferiore)

Secondo quanto riportato nelle Note illustrative dei Fogli di Breno e Malonno del progetto CARG, in assenza di disturbi tettonici, l'Argillite di Lozio è delimitata alla base dalla Formazione di Wengen o, dove presente, dal Calcare di Pratotondo, mentre al tetto è in contatto con i calcari ascritti al membro di Monte Arano della Formazioni di Breno e alla Formazione di Gorno. Nell'area di studio, le Argilliti di Lozio risultano invece poste a tetto della Formazione di Breno e a letto della Formazione di San Giovanni Bianco (Berra, Jadoul, 2002). La formazione si compone di argilliti, argilliti-marnose e siltiti fini di colore nero alla frattura e da grigio-scuro a giallastro in alterazione. Si distinguono una facies a prevalente componente marnosa, caratterizzata da una fitta laminazione, e una facies a prevalente componente argillitica, dove non si evidenziano chiare strutture sedimentarie. Nella porzione superiore si ha il passaggio da argilliti a siltiti e anche ad arenarie fini, frequentemente micacee e localmente piritifere. L'ambiente deposizionale è riferibile a un bacino a circolazione ristretta, relitto del bacino di Lozio, che nel Ladinico superiore occupava i territori della Val di Scalve, circondato dalle piattaforme carbonatiche della Formazione di Breno.

Le Argilliti di Lozio sono scarsamente rappresentate nell'area di studio e affiorano unicamente nei pressi del Rifugio Albani e degli ingressi alla miniera, a tetto della Formazione di Breno, dove costituiscono un buon *marker* stratigrafico. Si osserva una sottile patina di ossidi di ferro derivante dall'alterazione di solfuri di ferro, come la pirite. In questo sottile livello di argilliti nere, coperto e troncato da un sovrascorrimento, è stata individuata la chiusura verso ovest del bacino delle Argilliti di Lozio (Berra, Jadoul, 2002). L'unità è molto ben rappresentata sul versante alla sinistra idrografica del Dezzo, dove raggiunge spessori considerevoli, dell'ordine anche di duecento metri.



Figura 12 - Affioramento di Argilliti di Lozio nei pressi del Rifugio Albani, con immersione di circa 45° verso NNE. Si osserva una sottile patina di ossidi di Fe derivante dall'alterazione di FeS₂.

FORMAZIONE DI S. GIOVANNI BIANCO (Carnico superiore)

A tetto della Formazione di Breno affiora la Formazione di San Giovanni Bianco. Essa si caratterizza per la variabilità di litologie e comprende facies arenacee, facies dolomitico-pelitiche e facies evaporitiche, a testimonianza dei diversi ambienti deposizionali che si sono succeduti nel Carnico superiore lombardo. Le caratteristiche sedimentologiche suggeriscono una sedimentazione mista carbonatico-terrigena in un contesto costiero poco profondo, tipico del Bacino Lombardo del Carnico superiore. Nell'area di interesse domina la litofacies dolomitico-pelitica (SGB_B), costituita da dolomie farinose, con colorazione grigio-nocciola, cariate da cavità vacuolari rivestite da cristalli di calcite e intercalate da strati pelitico-marnosi, da marroni a verde-giallastro. A tetto di questa facies affiorano le evaporiti, rappresentate da carniole giallastre con clasti siltitici inclusi, generalmente non stratificate.

L'irregolarità degli affioramenti è ascrivibile in parte alla presenza di estese coperture plioceniche, ma soprattutto all'elisione tettonica prodotta dai numerosi sovrascorrimenti del Calcare di Esino impostati lungo superfici di scollamento. La Formazione di San Giovanni Bianco si rinviene nei pressi del laghetto di Polzone, con una porzione inferiore, costituita dalla facies dolomitico-pelitica di argilliti e marne scure intercalate a dolomie grigie e siltiti verdastre, ed una porzione superiore, costituita dalle carniole nelle quali si delineano rozzamente stratificazioni.



Figura 13 - Affioramento della Formazione di San Giovanni Bianco nei pressi del Laghetto Polzone. Chiaramente distinguibile è la facies dolomitico-pelitica, ben stratificata (ingrandimento a destra), sopra la quale si riconosce la facies evaporitica delle carniole.

DEPOSITI SUPERFICIALI (Pleistocene superiore - Olocene)

Alcune unità che costituiscono il complesso dei depositi superficiali non possono essere distinte sulla base del bacino di appartenenza e sono pertanto riunite nel Sintema del Po, un insieme di strati delimitati a tetto e a letto da discontinuità stratigrafiche. Il Sintema del Po include sedimenti poligenetici di deposizione diacrona, abbracciando un arco temporale che si estende dal Pleistocene superiore all'intero Olocene. L'inizio della deposizione di questo sintema coincide con l'avvio del ritiro delle coltri glaciali pleistoceniche al termine dell'Ultimo Massimo Glaciale, caratteristico per ciascun bacino. Questi depositi sedimentano generalmente su superfici erosionali, in discontinuità stratigrafica con le formazioni sottostanti, che variano in base all'area di affioramento. Il limite superiore rappresentato da una superficie di aggradazione corrisponde alla superficie topografica.

Il Sintema del Po racchiude sedimenti messi in posto da differenti agenti deposizionali: depositi alluvionali, lacustri, fluvio-glaciali, glaciali, di frana o di versante. All'interno dell'area di studio però il Sintema del Po è rappresentato quasi unicamente dai depositi di versante, sottoforma di coni di de-

trito coalescenti o falde di detrito con spessori ed estensioni variabili. Questi accumuli, prodotti dal distacco di materiale clastico dalle ripide pareti rocciose sovrastanti, alterate e frammentate da processi di degradazione meteorica, sono rappresentati da sedimento sciolto, a supporto generalmente clastico. I clasti sono angolari, con spigoli vivi, e presentano dimensioni variabili, da blocchi a ghiaie, che aumentano procedendo dall'apice del cono o della falda verso il piede dello stesso.

Il Supersintema della Val di Scalve racchiude tutti i depositi della Val di Scalve relativi all'Ultimo Massimo Glaciale e comprende unità messe in posto da differenti agenti deposizionali. Nell'area affiorano l'Alloformazione del Monte Ferrante e, in minima parte, l'Alloformazione di Pian di Vione, rappresentati unicamente da *till* indifferenziati. I depositi glaciali si caratterizzano nel loro complesso per un'estrema eterogeneità granulometrica e litologica, con blocchi, ciottoli e ghiaia inclusi in una matrice sabbiosa, limosa o argillosa. Si ha una quasi totale assenza di stratificazione associata ad un mescolamento caotico del materiale, con clasti spigolosi, sfaccettati, striati e spesso leggermente smussati.



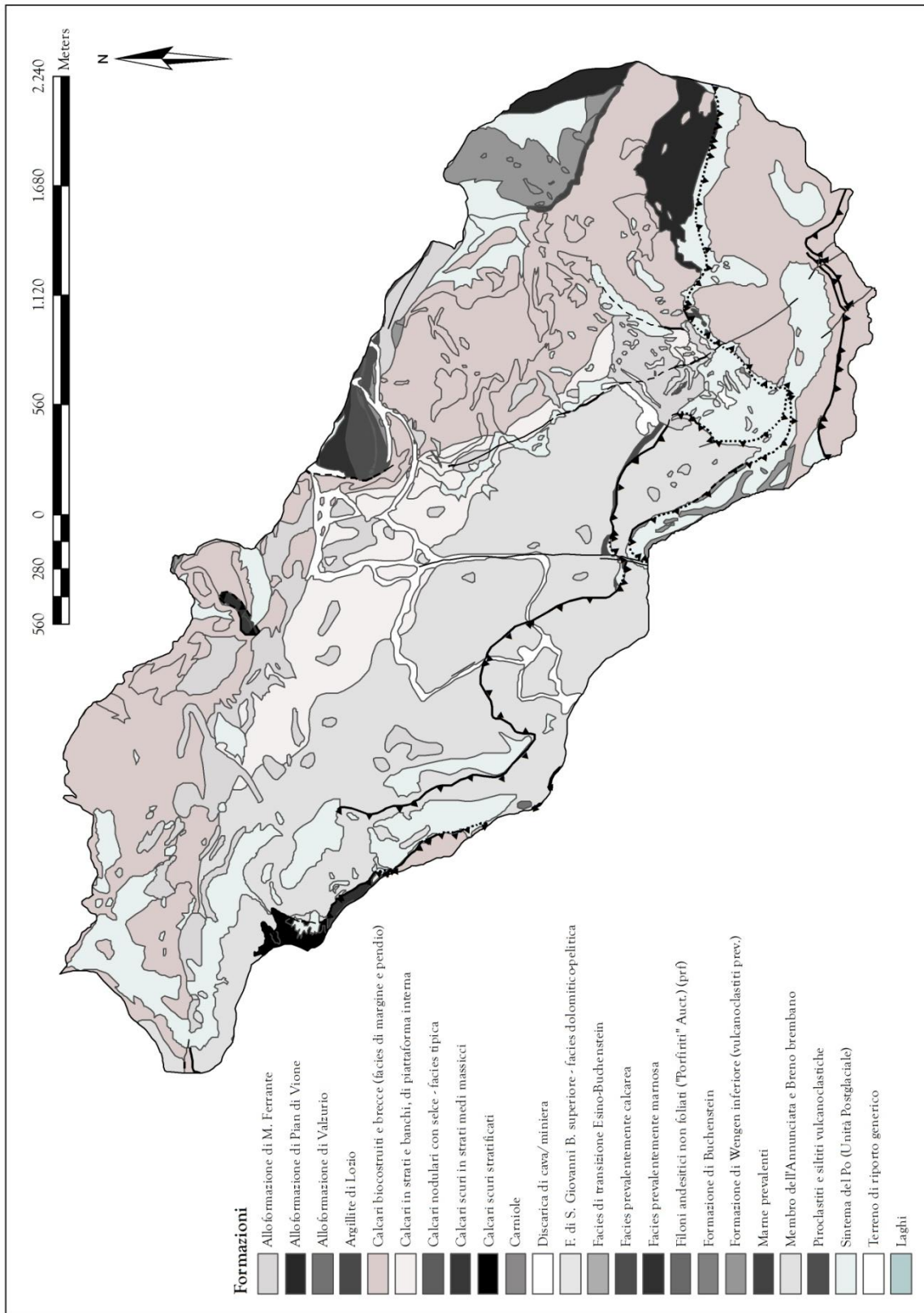
Figura 14 - Affioramento, di depositi di till lungo il sentiero CAI n°402, portati alla luce da una frana lineare impostata su un canalone di valanga.

FILONI ANDESITICI NON FOLIATI (Porfiriti Autoctone)

Rari dicchi andesitici a tessitura porfirica si intrudono nelle successioni carbonatiche triassiche della Val di Scalve. Le datazioni assolute al K/Ar su orneblenda (Zanchi *et al.*, 1990) collocano la messa in posto dei dicchi affioranti nell'area della Presolana agli inizi del Paleocene ($63,5 \pm 1,3$ Ma) e dunque nelle fasi terminali dell'orogenesi eo-alpina. Successive datazioni U/Pb degli stessi filoni andesitici, ottenute su zircone (D'Adda *et al.*, 2011), post-datano l'intrusione dei dicchi all'Eocene medio ($42 \pm 0,7$ Ma).

L'unico affioramento di porfiriti nell'area di studio è segnalato lungo il sentiero che da Malga Polzone conduce al Rifugio Albani. Il dicco si intrude nei calcari grigi della facies di piattaforma carbonatica del Calcere di Esino.

Figura 15 - Carta Geologica dell'area di studio (modificata da Foglio 078 Breno del Progetto CARG).



Assetto strutturale e tettonico

La successione stratigrafica delle formazioni affioranti, laddove non alterata da faglie, pieghe e ribaltamenti tettonici, consente di ripercorrere le tappe della storia evolutiva delle Prealpi Bergamasche dal Permiano al termine del Triassico medio e di ricostruirne le condizioni paleo-ambientali.

Durante il Permiano inferiore, a seguito dell'evento orogenetico ercinico, ha inizio una fase di estensione ben visibile nell'area di pertinenza delle Alpi meridionali, dove si mette in posto una struttura ad *horst* (pilastrini tettonici) e *graben* (fosse tettoniche). Si viene così a costituire il Bacino Lombardo, all'interno del quale sedimentano i depositi lacustri della Formazione di Collio, nota in Val di Scalve come Formazione del Pizzo del Diavolo, ricoperti dalle Vulcaniti di Auccia. Nel Permiano superiore, il Bacino vede la deposizione del Verrucano Lombardo, successione silicoclastica terrigena di siltiti, arenarie e conglomerati che rappresentano il prodotto dello smantellamento dell'orogene ercinico. All'inizio del Triassico inferiore, tra l'Induano e l'Olenekiano (252,2 - 247,2 Ma), si assiste alla progressiva espansione verso ovest delle acque della Neotetide. Le prime fasi di ingressione marina nel Bacino Lombardo, sono testimoniate dalle siltiti del Servino, risultato della deposizione in contesto di piana costiera a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica. Questa generale tendenza all'ingressione è interrotta da una regressione al termine dell'Olenekiano con la formazione di bacini chiusi e poco profondi all'interno dei quali sedimentano le anidriti della Carniola di Bovegno. A partire dall'Anisico (247,2 - 242 Ma) il Bacino Lombardo si approfondisce nuovamente dando luogo alla formazione di piane subtidali a sedimentazione carbonatica, dove deposita il Calcare di Angolo, e successivamente alla creazione di bacini più profondi a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica, con la deposizione del Calcare di Prezzo. Con il Ladinico (242 - 237 Ma) ha inizio la deposizione delle potenti successioni carbonatiche del Calcare di Esino, espressione della sedimentazione in ambiente di piattaforma a profondità molto limitata. Le piattaforme carbonatiche sono separate da profondi bacini intrapiattaforma a sedimentazione calcareo silicea con intercalazioni tuffitiche, ben rappresentata dalla Formazione di Buchenstein. A questa si sovrappongono la Formazione di Wengen, espressione della risedimentazione ad opera di correnti di torbida del materiale terrigeno, e le Argilliti di Lozio, riferibili ad eventi anossici. Nel Carnico (237 - 227 Ma) la deposizione dei banchi carbonatici della Formazione di Breno testimonia la transizione verso un ambiente deposizionale di piattaforma intertidale. Alla fine del Carnico la sedimentazione di arenarie, argilliti ed evaporiti della Formazione di San Giovanni Bianco in un contesto di piana alluvionale e di laguna evaporitica, comprova la chiusura di questo ciclo sedimentario triassico.

All'interno dell'area in esame, questa successione stratigrafica risulta profondamente alterata. Durante la strutturazione tettonica alpina polifasica le unità hanno subito intense deformazioni e dislocazioni: faglie, pieghe e sovrascorrimenti, hanno prodotto un quadro strutturale complesso, talvolta caotico e di difficile interpretazione. Molte formazioni si presentano quindi obliterate, non solo dalla copertura dei depositi superficiali pleistocenici ed olocenici, ma soprattutto dal fitto intrico di faglie e sovrascorrimenti. L'analisi dei rapporti stratigrafici, verticali e laterali, che intercorrono fra le diverse formazioni affioranti consente di ricostruire il complicato assetto tettonico-strutturale dei massicci calcarei del Gruppo della Presolana. Una delle sezioni geologiche realizzate per il Foglio 078 - Breno percorre trasversalmente l'area di studio in direzione SSE-NNW, dal Pizzo della Presolana alla Malga Polzone, facilitando la comprensione dell'assetto strutturale della Presolana.

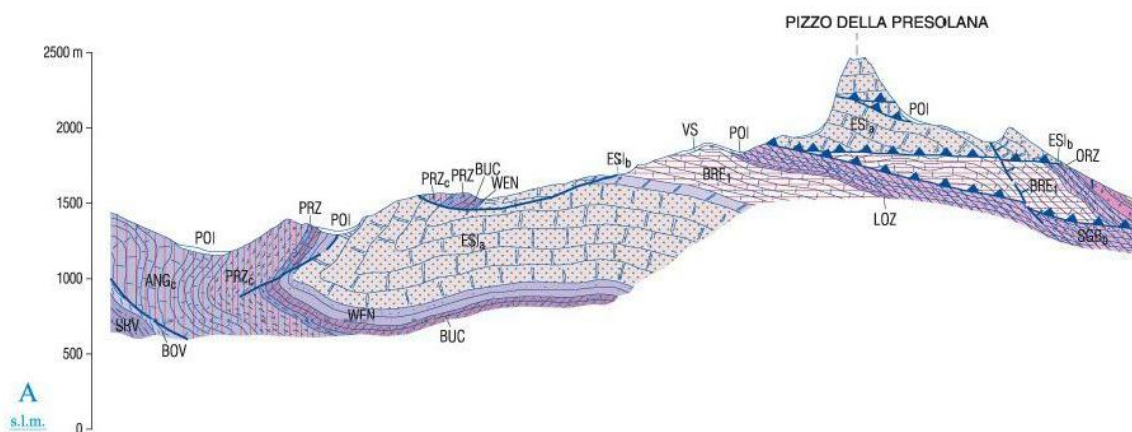


Figura 18 - Stralcio della sezione geologica presentata nel Foglio 078 - Breno del Progetto CARG.

L'intera area di studio si colloca nel territorio di pertinenza delle Unità Carbonatiche Alloctone (Forcella, 1988), delimitate a nord dalle Anticlinali Orobiche e a sud dal Parautoctono bergamasco. Il Gruppo della Presolana si presenta nel suo complesso come un *antiformal stack*, ovvero un sistema di *duplex* con sovrascorrimenti basali (*floor thrust*) e sommitali (*roof thrust*) che inducono la sovrapposizione di corpi di *thrust* a costituire un'anti-

forme. Si riconoscono due unità tettoniche: Unità Carbonatiche Alloctone Inferiori, comprendenti le Unità del Vigna Vaga (VV), Unità di Costa Val Notte (CV), e le Unità dell'alta Val di Scalve (AVS); Unità Carbonatiche Alloctone Superiori, comprendenti le Unità della Presolana (UP) e le relative sottili scaglie tettoniche che costituiscono i *klippen*. L'orientamento dei *thrust* e delle pieghe rovesciate asimmetriche suggerisce un sovrascorrimento in direzione NNE delle Unità Carbonatiche Alloctone Superiori su quelle inferiori (Forcella 1988; Zanchi *et al.*, 1990; Forcella, Jadoul, 2000). La deformazione delle Unità Carbonatiche Alloctone Inferiori è imputata alla distorsione generata durante la fase eo-alpina dal sovrascorrimento delle Unità Carbonatiche Alloctone Superiori.

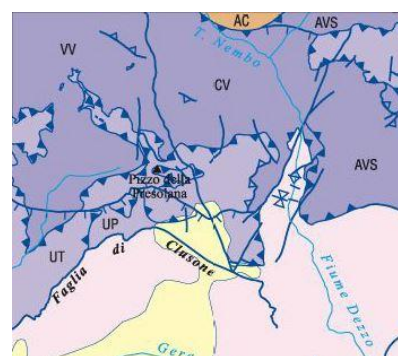


Figura 17 - Stralcio dello Schema tettonico del Foglio 078 - Breno del Progetto CARG.

All'interno dell'area di studio sono ben riconoscibili due *thrust* principali, in corrispondenza dei quali le UP sovrascorrono sulle CV a est e sulle VV a ovest. Le linee di *thrust* presentano un'immersione verso sud e un'inclinazione di circa 20°. Si individuano inoltre porzioni di falda isolate a loro volta sovrascorrenti sulle UP che costituiscono i *klippen* del Monte Ferrante e del Pizzo della Presolana. Il risultato è la sovrapposizione di unità anisico-ladiniche, come i Calcari di Prezzo e Angolo, le Formazioni di Buchenstein e Wengen e soprattutto il Calcare di Esino, sulle più recenti unità carniche delle Formazioni di Breno e San Giovanni Bianco. L'unità carbonatica del Calcare di Esino si presenta inoltre tettonicamente duplicata in corrispondenza del *klippe* del Pizzo della Presolana, dove la linea di *thrust* si traduce in una cengia che circonda le cime isolandone la porzione sommitale. Un ulteriore *klippe* è rappresentato dai Calcari di Angolo e Prezzo del Monte Cavallo che sovrastano il Calcare di Esino delle Unità Carbonatiche Alloctone inferiori.



Figura 19 - *Klippe* del Pizzo della Presolana, la cui linea di *thrust* è sottolineata dall'accumulo di neve sulla cengia (sopra) e *klippe* del Monte Ferrante

Interessante è l'assetto strutturale di Cima Verde, il crinale che si diparte dallo spigolo settentrionale del massiccio della Presolana e raggiunge il Passo Scagnello. Al piede orientale di Cima Verde si individua un'altra superficie di *thrust*, che induce il sovrascorrimento delle unità ladiniche della Formazione di Wengen sulle più recenti unità carniche della Formazione di Breno. Sotto la fitta ontaneta che ricopre Cima Verde, che rappresenta dunque la falda di ricoprimento, si scorge un'imponente piega antiforme coricata, cioè con un piano assiale quasi orizzontale, sotto la quale si intravede anche una sinforme (si veda Figura 9).

L'area di studio è interessata inoltre da una faglia diretta, denominata Linea Polzone-Vareno, che decorre in direzione SSE-NNW dal laghetto di Polzone fino all'abitato di Teveno, e da una faglia trascorrente, che dal Passo Scagnello si dirige verso nord sino ad intersecare gli impianti di risalita del Comune di Colere.

INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

L'idrografia superficiale è ben sviluppata lungo il versante settentrionale arenaceo della Val di Scalve, mentre nelle aree carbonatiche prevale un ambiente arido e pietroso, povero di corsi d'acqua in superficie. Le numerose doline e gli inghiottitoi carsici danno origine ad un intrico di pozzi e grotte che convogliano le acque meteoriche in bacini sotterranei. Solo nel caso in cui la superficie topografica intersechi la falda o un banco di strati impermeabili, questi corsi d'acqua ipogei riemergono in superficie generando sorgenti.

La Val di Scalve è interamente inclusa nel più ampio bacino idrografico del fiume Dezzo; questo, dopo aver solcato la valle per tutta la sua lunghezza raggiunge, attraverso una profonda forra, la confluenza con il fiume Oglio in Val Camonica.

L'area di studio ricade nei bacini idrografici dei torrenti Rino e Nembo, entrambi tributari del Dezzo. Il bacino di alimentazione del torrente Rino si estende per una superficie di 10,5 km² raggiungendo la sua massima quota in corrispondenza della vetta della Presolana, a 2521 m s.l.m.. La sua asta principale si snoda per poco più di 1 km lungo l'impluvio che da Malga Polzone scende verso Carbonera di Colere e percorre altri 3 km prima di immettersi nel Dezzo. Il bacino del torrente Nembo occupa una superficie di 15,9 km² e la sua asta principale confluisce nel Dezzo dopo aver coperto una distanza di 6 km.

Data l'elevata permeabilità e carsificabilità delle rocce carbonatiche affioranti, il territorio in esame si presenta quasi completamente privo di una rete idrografica superficiale. Solo il breve tratto del torrente Rino che da Malga Polzone giunge a Carbonera è incluso nell'area di studio. Altra evidente eccezione è il lago di Polzone, un bacino endoreico con una superficie di 4948 m², alimentato unicamente dalle acque meteoriche e di fusione nivale. Questo piccolo specchio d'acqua occupa una dolina il cui fondo è impermeabilizzato da residui insolubili presenti nelle rocce calcaree, come argille, ossidi di ferro e alluminio. Nella stagione più piovosa si possono osservare altri specchi d'acqua effimeri ospitati da doline impermeabilizzate.

ASSETTO IDROGEOLOGICO

L'evoluzione paleogeografica del territorio durante il Triassico, con il susseguirsi di più cicli sedimentari, ha conferito alle unità litostратigrafiche affioranti peculiari caratteristiche idrogeologiche. Il susseguirsi di ambienti deposizionali di bacino intrapiattaforma e di piattaforma carbonatica ha prodotto l'alternanza di unità litostратigrafiche a diversa permeabilità e conducibilità idraulica. Le potenti unità carbonatiche del Calcere di Esino e della Formazione di Breno, sono interessate da una circolazione idrica sotterranea ben sviluppata. L'elevata permeabilità e l'alta conducibilità idraulica sono dovute sia alle sollecitazioni tettoniche orogenetiche che hanno formato un fitto reticolo di fratture spesso beanti, sia ai diffusi fenomeni carsici che hanno ampliato le stesse fratture per dissoluzione, generando importanti cavità sotterranee. I calcari di Esino e Breno, fortemente fratturati e carsificati, che affiorano nella zona del lago di Polzone, del Rifugio Albani e del "Mare in Burrasca", sono sede dell'acquifero che alimenta la sorgente di Carbonera. Una struttura idrogeologica analoga è quella dell'acquifero sotterraneo del Pian di Vione. Qui l'acquifero è rappresentato da unità carbonatiche con conducibilità idraulica media o scarsa costituite da calcari marnosi stratificati con intercala-

zioni argillitiche, come la Formazione di Buchenstein, o arenacee, come la Formazione di Wengen. A queste unità si sovrappongono depositi tillitici ad elevata permeabilità, che concorrono a mantenere l'acquifero. Gli acquiferi di Carbonera e di Pian di Vione sono delimitati a letto dagli strati impermeabili di marne scure e argilliti del Calcere di Prezzo. Anche le acque della sorgente del Rino, in prossimità di Malga Polzone, scaturiscono in corrispondenza del contatto sepolto fra le permeabili Formazioni di Wengen e Buchenstein e i calcari marnosi impermeabili del Calcere di Prezzo. Anche la facies dolomitico-pelitica della Formazione di San Giovanni Bianco e le Argilliti di Lozio, con la loro scarsa conducibilità idraulica, delimitano gli acquiferi e permettono alle acque accumulate nel sottosuolo di scaturire in sorgenti di strato come quella del Fontanone, che sgorga in corrispondenza del sovrascorrimento del Calcere di Esino sulle Argilliti di Lozio.



Figura 20 - Sorgente di strato del Fontanone nei pressi delle ex baracche dei minatori. Le acque sgorgano in corrispondenza del contatto fra il Calcere di Esino, permeabile, e le sovrastanti Argilliti di Lozio, impermeabili.

L'evoluzione strutturale della successione carbonatica triassica ha indotto l'accavallamento di più unità tettoniche lungo importanti piani di *thrust* sud-vergenti, a costituire un *antiformal stack*. Questa struttura ha fortemente condizionato l'assetto idrogeologico dell'area. I sovrascorrimenti alla base del massiccio della Presolana e del *klippe* del Monte Ferrante, costituiti interamente da Calcere di Esino ad elevata permeabilità, sono sostenuti alla base, in corrispondenza con le principali superfici di sovrascorrimento, da unità idrologiche a bassa conducibilità idraulica. La giacitura verso sud-ovest di tali superfici di *thrust* lascia supporre che questi acquiferi alimentino bacini idrografici differenti da quelli del Rino e del Nembo e addirittura da quello del Dezzo. Infatti, questi territori potrebbero essere ascritti al bacino idrogeologico del fiume Serio.

INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

La complessa morfologia dell'area in esame è il risultato della combinazione di molteplici fattori. Le caratteristiche tettoniche e litologiche del substrato, come la giacitura degli strati, il grado di erodibilità e di fratturazione delle rocce, hanno fortemente condizionato l'assetto e l'evoluzione sia della Val di Scalve sia delle sue valli secondarie. A questo forte controllo strutturale (si veda la sezione "Assetto strutturale e tettonico" dell'Inquadramento geologico), si è sovrapposta nel tempo l'azione del modellamento superficiale operato dalle forze esogene.

Sono stati analizzati nel dettaglio gli agenti morfogenetici che hanno plasmato il paesaggio del territorio in esame ed è stata realizzata una Carta Geomorfologica con le principali forme riscontrate, sia mediante osservazione diretta su campo, sia tramite fotointerpretazione.

MODELLAMENTO GLACIALE

Le forme di erosione e sedimentazione glaciale, presenti in tutto il territorio della Val di Scalve, costituiscono evidenti testimonianze di un modellamento glaciale. Nel territorio scalvino non sono attualmente presenti ghiacciai vallivi, ma la morfologia suggerisce che la valle sia stata interessata da ripetute avanzate glaciali, sia prima dell'Ultimo Massimo Glaciale (18.000-20.000 anni BP) sia in tempi successivi (Cremaschi *et al.*, 1994).

Difficile è la ricostruzione dell'assetto precedente all'LGM. Si ipotizza che antichi tratti di valli, appartenenti ad un sistema idrografico differente dall'attuale, abbiano consentito l'ingresso in Val di Scalve di diffluenze dei ghiacciai del Serio e dell'Oglio. Tali collegamenti sono oggi riconoscibili nel passo della Manina, nel passo dei Campelli e nel passo della Presolana, che, rispettivamente, mettono in comunicazione la Val di Scalve con l'alta Val Seriana, la Val Camonica e l'altopiano di Clusone. Le successive avanzate avrebbero ripetutamente portato questi valichi sotto il livello massimo raggiunto dai ghiacciai del Serio e dell'Oglio, favorendone la diffluenza in Val di Scalve. Si veniva così a costituire un unico corpo alimentato anche da apparati locali che confluivano dalle valli secondarie, come quelle del Gleno e del Vo. Questo ghiacciaio scalvino, dopo aver lambito il versante nord-orientale del massiccio della Presolana percorreva il basso corso del Dezzo, tornando ad immettersi nel bacino dell'Oglio.

Le differenze litologiche e strutturali fra il versante meridionale della Val di Scalve, costituito da successioni carbonatiche con giacitura a reggipoggio, e quello settentrionale, costituito da conglomerati permiani con giacitura a franapoggio, unite all'azione differenziale delle forze esogene, determinano un solco vallivo lievemente asimmetrico, con versanti più acclivi sulla sinistra idrografica del Dezzo e più dolci sulla sponda opposta. Sono ben visibili le spalle glaciali, rotture di pendio frutto del rimodellamento operato dai ghiacciai sulla precedente valle fluviale. L'impronta del modellamento glaciale appare evidente soprattutto a quote elevate e lungo le valli laterali, che spesso si configurano come valli sospese (Valle del Gleno), dove si riconoscono circhi glaciali, rocce montonate e cordoni morenici. La caratteristica sezione ad U delle valli glaciali, le forme di erosione e di deposito appaiono invece mascherate sul fondovalle da una spessa coltre di depositi fluvioglaciali. Si tratta di materiali detritici presi in carico dalle acque di fusione glaciale nell'ambito del bacino di ablazione e risedimentati a valle della zona frontale, a costituire una piana proglaciale valliva. La forte sedimentazio-

ne è presumibilmente avvenuta in seguito al ritiro dei ghiacci in Val di Scalve, quando questa si trovava ancora sbarrata a valle dalla lingua glaciale camuna. Il successivo ritiro del ghiacciaio camuno avrebbe trasformato il basso corso del Dezzo in una valle sospesa sulla Val Camonica, inducendo un rapido aumento della capacità erosiva del fiume. I depositi fluvioglaciali sono stati allora fortemente erosi ed incisi dall'azione delle acque del Dezzo generando i terrazzi fluvioglaciali sui quali sorgono i principali centri abitati della valle (Forcella, 1994).



Figura 21 - Panorama della Valle di Scalve dalle pendici del Monte Ferrante: a sinistra il Monte Gleno e la sottostante valle sospesa; al centro il fondovalle con la i depositi fluvioglaciali incisi dal Dezzo; a destra il passo dei Campelli si affaccia sulla Val Camonica aprendo la vista sul massiccio dell'Adamello.

Durante l'LGM (18.000-20.000 anni BP), la coltre glaciale che rivestiva il territorio alpino e prealpino lombardo poteva raggiungere, almeno nelle valli principali, uno spessore anche di 2 km (Orombelli, Bini, 1990). Solamente le vette e le creste più elevate e alcuni gruppi montuosi erano isolati e attorniti dai grandi ghiacciai vallivi a costituire *nunatak*. Il Pizzo della Presolana, come la maggior parte dei massicci calcarei delle Prealpi bergamasche, si ergeva, presumibilmente libero dai ghiacci, ai margini degli apparati glaciali locali. Queste aree erano occupate da ghiacciai di circo, pertanto l'esarazione e l'accumulo di *till* erano molto meno intensi che nelle aree interessate da ghiacciai vallivi. A quote elevate, inoltre, l'erosione e i depositi di origine gravitativa hanno mascherato od occultato le forme di origine glaciale, rendendone meno immediata l'interpretazione.

La morfologia glaciale si esplica nell'area di studio sia attraverso forme di erosione e di sedimentazione glaciale sia tramite forme di deposizione fluvio-glaciale. Tutte le forme sono inattive ed evolvono sotto l'azione di processi differenti da quelli che le hanno generate.

Forme di esarazione glaciale

Raramente conservate nell'area di studio, sono le strie glaciali, prodotte dall'azione di abrasione glaciale operata dal ghiaccio e dai detriti in esso inglobati. La dissoluzione tende infatti ad obliterare queste forme di levigazione sulle rocce carbonatiche sovrainponendovi una morfologia carsica.

Un altro prodotto dell'erosione glaciale è rappresentato dalle rocce montonate, rilievi fortemente asimmetrici, sagomati secondo la direzione del movimento del ghiacciaio. Sul lato a monte si esplica prevalentemente l'abrasione, con la produzione di strie, mentre sul lato a valle il ghiacciaio agisce tramite divaricamento o *quarrying*. Nel *quarrying*, frammenti rocciosi si insinuano alla base del ghiac-

ciaio o entro le fenditure, isolando blocchi e scaglie di roccia. Questo processo è responsabile anche della migrazione di enormi massi "erratici" che furono presi in carico dai ghiacciai pleistocenici, trasportati e abbandonati anche a chilometri di distanza. Si possono riconoscere diverse rocce montonate nell'area a nord est del Rifugio Albani e a nord del Colle della Guaita, ma si presentano spesso alterate dalla degradazione meteorica o ricoperte da coltri di detrito a loro volta alterate o vegetate.

Tra le principali forme di modellamento glaciale spiccano i circhi, conche o nicchie semicircolari attorniate da pareti strapiombanti e impostate sui fianchi dei rilievi. Nell'area immediatamente sottostante il Pizzo della Presolana, più circhi si giustappongono disegnando un articolato e spettacolare quadro morfologico.



Figura 22 - Forme glaciali: strie glaciali lungo il sentiero CAI n°404 (in alto a sinistra); masso erratico lungo il sentiero CAI n°406 (in basso a sinistra); rocce montonate, quasi interamente ricoperte da vegetazione, alle pendici del Colle della Guaita (in alto a destra); più circhi glaciali si uniscono a formare un circo composto ai piedi della parete nord del Pizzo della Presolana (in basso a destra).

Forme di deposizione glaciale

Abbondanti su tutto il territorio sono i *till*, detriti glaciali deposti, che a tratti si presentano modellati in cordoni morenici. In sezione trasversale, la morena assume una forma generalmente triangolare e la sua cresta si presenta più o meno aguzza in relazione all'azione erosiva. Cordoni morenici laterali e frontali sono ben visibili lungo la Val Conchetta. All'imbocco della stessa si distinguono, anche se largamente ricoperte dalla vegetazione, una serie di morene recessionali, sviluppatesi durante fasi di stasi del ritiro glaciale.

Figura 23 - (Pagina seguente) Dalla Malga Conchetta (1792 m s.l.m.), guardando in direzione del Pizzo Petto, si scorgono morene recessionali ricoperte in massima parte dalla lariceta e rocce montonate rimodellate dal carsismo. Risalendo la Val Conchetta lungo il sentiero CAI n°404 si individuano diversi cordoni morenici che percorrono longitudinalmente il fondovalle.



PROCESSI DI NIVAZIONE

La permanenza di neve al suolo per diversi mesi, soprattutto sui versanti esposti a nord, determina processi morfogenetici definiti di nivazione. Intense precipitazioni, forti raffiche di vento e passaggio di sciatori fuori pista possono esercitare una pressione sul manto nevoso tale da indurre rotture all'interno dello stesso e innescare valanghe. Temperature elevate, forte acclività del pendio e assenza di copertura vegetale arborea o arbustiva sono altri fattori che possono favorire la mobilitazione del manto nevoso. Le valanghe hanno periodicamente interessato i territori in esame e continuano a rappresentare un fattore di pericolosità. Negli ultimi cinquant'anni tuttavia, il progressivo abbandono delle pratiche agro-silvo-pastorali ha consentito la rapida ripresa della vegetazione arborea e arbustiva, riducendo notevolmente la possibilità di innesco delle valanghe (Ravagnani, Santambrogio, 2013). I principali siti valanghivi sono l'area di Pian di Vione, alimentata da quattro diverse zone di distacco, e l'area sovrastante Carbonera. Le masse nevose si distaccano nella maggior parte dei casi dalla sommità dei versanti e tendono a raggiungere il fondovalle incanalandosi lungo linee di impluvio o incisioni con forte pendenza. Al momento della fusione della neve, il materiale detritico preso in carico durante la caduta, si deposita alla base del canalone in modo caotico e con scarsa classazione.

PROCESSI DI DEGRADAZIONE METEORICA

Le rocce affioranti sono soggette a processi di degradazione meteorica che possono essere distinti in base alle loro modalità di azione in processi di disgregazione fisica e di alterazione chimica. Gli effetti della disgregazione meccanica nell'area di studio si esprimono essenzialmente tramite processi di crioclastismo, particolarmente intensi a quote superiori a 2000 m s.l.m.. Il processo di gelivazione o crioclastico è associato all'infiltrazione di acqua interstiziale in rocce fratturate e ad oscillazioni delle

temperature attorno a 0°C. Con il congelamento, l'acqua tende ad espandere il suo volume generando pressioni elevate sulle pareti e determinando un approfondimento delle fratture. L'intensità del frazionamento è funzione della frequenza dei cicli di gelo e disgelo. I crioclasti così prodotti, caratterizzati da spigoli vivi e dimensioni variabili, si accumulano ai piedi dei versanti in falde o coni attivi. La litologia prevalentemente carbonatica, l'elevato grado di fratturazione e le precipitazioni abbondanti, fanno sì che all'azione del crioclastismo sia spesso associata l'alterazione chimica per soluzione e in particolare carbonatazione.



Figura 24 - In primo piano un masso carbonatico profondamente fessurato dall'azione combinata del crioclastismo e della carbonatazione. Sullo sfondo, alla base delle pareti rocciose che delimitano la Val Conchetta, crioclasti organizzati in un cono di detrito.

La reazione chimica fra l'acqua e l'anidride carbonica atmosferica produce acido carbonico, che attacca il carbonato di calcio trasformandolo in bicarbonato di calcio, che per la sua elevata solubilità viene facilmente preso in carico dalle acque dilavanti. Considerando che la solubilità dell'anidride carbonica aumenta con il diminuire delle temperature, a quote elevate il processo di soluzione risulta più intenso. L'azione solvente delle acque meteoriche si esprime nelle aree carbonatiche sia in superficie sia in profondità, generando forme epigee e cavità ipogee. La reazione chimica che regola la soluzione dei carbonati è reversibile: se l'anidride carbonica si allontana dalle acque circolanti, si assiste alla deposizione del carbonato di calcio a formare travertini in superficie e soprattutto concrezioni dette speleotemi nelle cavità ipogee. Tale processo è responsabile della corrosione carsica che ha profondamente modellato e continua a plasmare il paesaggio dell'area di studio. Le forme prodotte (si veda il paragrafo dedicato alla Morfologia carsica) sono per la maggior parte attive in quanto evolvono sotto l'azione dei processi genetici stessi. Difficile è valutare quali siano le forme fossili, ovvero quelle forme che siano state riportate alla luce dopo una fase di obliterazione ad opera di depositi glaciali o gravitativi e quindi di isolamento dall'azione del processo di soluzione.

PROCESSI GRAVITATIVI E DI DILAVAMENTO

Diffusi in tutta l'area in esame sono i processi gravitativi, che, attraverso il trasferimento di materiale dalla cresta verso il piede, continuano incessantemente a modificare il rilievo. Il modellamento dei versanti ha inizio con la degradazione meteorica della roccia che si esprime essenzialmente con l'azione di crioclastismo e carsismo e prosegue con la rimozione ed il trasporto del detrito ad opera della forza di gravità o delle acque dilavanti. La morfologia del versante è infine ridisegnata dai processi di accumulo alla base dei pendii. In particolare, le aree scarsamente interessate dal glacialismo pleistocenico si caratterizzano per morfologie aspre e dirupate, legate ad una forte dinamica di versante con importante modellamento esogeno. Tutte le forme gravitative sono attive o quiescenti.

Forme legate alla caduta di detrito

Le vette del massiccio della Presolana sono costantemente modellate da intensi processi crioclastici e carsici. L'asportazione del detrito prodotto, scolpisce i calcari di Esino generando caratteristiche forme turrificate, come i pinnacoli delle Quattro Matte.

Frequenti alla base di tutte le pareti rocciose dell'area sono le forme di accumulo connesse all'azione della gravità. I clasti prodotti dalla degradazione meteorica presentano dimensioni variabili, da blocchi a ghiaia, e si accumulano a valle organizzandosi in falde, se il pendio è uniforme, o coni di detrito, se il materiale è convogliato da un canale. I detriti presentano dimensioni in genere crescenti dalla zona prossimale verso la zona distale, distribuendosi secondo il loro peso. I depositi gravitativi, per lo più attivi, sono stati in parte colonizzati dalla vegetazione.

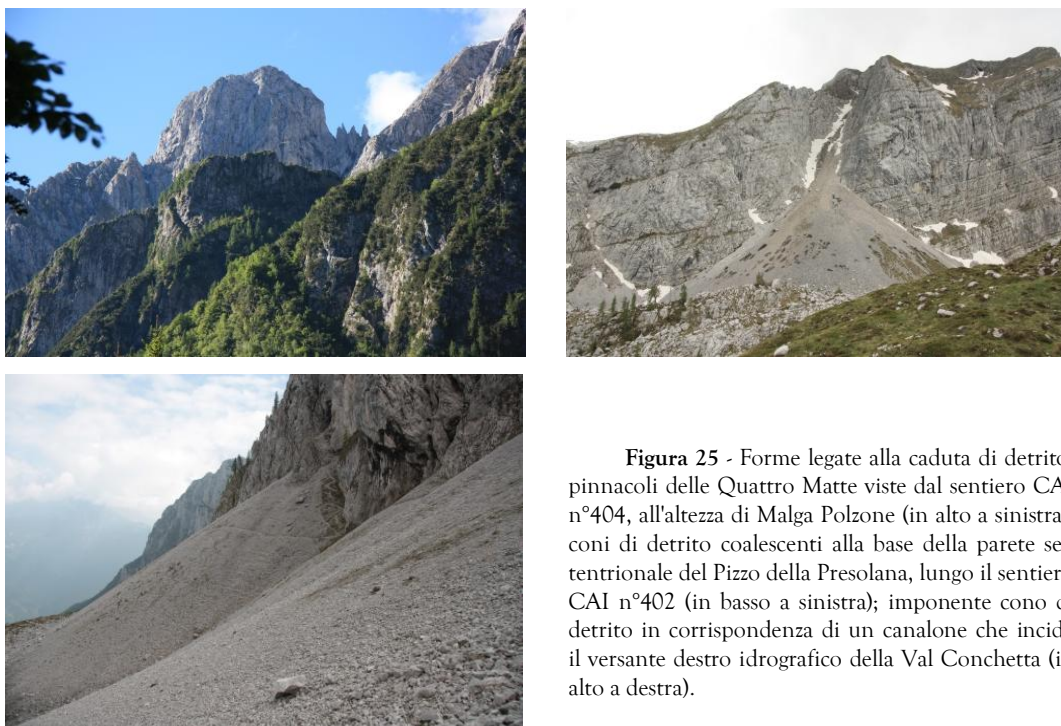


Figura 25 - Forme legate alla caduta di detrito: pinnacoli delle Quattro Matte viste dal sentiero CAI n°404, all'altezza di Malga Polzone (in alto a sinistra); coni di detrito coalescenti alla base della parete settentrionale del Pizzo della Presolana, lungo il sentiero CAI n°402 (in basso a sinistra); imponente cono di detrito in corrispondenza di un canale che incide il versante destro idrografico della Val Conchetta (in alto a destra).

Forme generate da movimenti in massa

La gravità è responsabile anche di movimenti di materiale che possono interessare porzioni più o meno estese di versante e coinvolgere spessori notevoli. Nell'area in esame si riconoscono sia evidenze indirette di movimenti lenti, sia le manifestazioni dirette di fenomeni franosi.

I versanti nei pressi della Malga Polzone e della Malga Alta Polzone sono largamente interessati da fenomeni di reptazione o *soil creep*, un processo lento che comporta la migrazione individuale e generalizzata verso valle delle singole particelle detritiche del suolo o del regolite. Il *creep* si manifesta con rotture della cotica erbosa e con la formazione di terrazzette. Le cause di questo processo possono essere in parte imputate a cicli di gelo e disgelo, ma, considerata la vicinanza alle malghe, il calpestio del bestiame gioca certamente un ruolo determinante.

Rapide rotture dell'equilibrio nei materiali che costituiscono il versante generano invece movimenti franosi. Tutte le pareti rocciose affioranti nel territorio di interesse sono soggette a fenomeni di crollo, con distacco e caduta libera di materiale che si accumula alla base delle scarpate, ma anche di ribaltamento, con rotazione del materiale attorno ad un asse posto al di sotto del baricentro. Nei

pressi di Malga Polzone, su un'area largamente interessata da fenomeni di reptazione, si individua un orlo di scarpata principale sotteso da un piccolo corpo di frana, con scarpate secondarie. Si presumibilmente tratta di uno scivolamento rotazionale, sviluppatosi lungo più superfici di neoformazione.



Figura 26 - La rottura della cotica erbosa sottolinea la nicchia di distacco dello scivolamento rotazionale nei pressi di Malga Polzone.

Altri tipi di fenomeni franosi ben rappresentati nell'area sono le colate detritiche o *debris flows*. In seguito a intense precipitazioni o a rapida fusione del manto nevoso, le acque dilavanti prendono in carico grandi quantità di detrito sciolto con dimensioni eterogenee, originando colate molto dense che scendono rapidamente verso valle. In Val Conchetta e sulle pendici orientali del Monte Ferrante si riconoscono diverse colate rapide canalizzate, sviluppatesi all'interno di incisioni più o meno profonde. Al piede delle pareti nord-orientali del massiccio della Presolana, si individuano canali di *debris flow* incisi in depositi di *till*. Le colate percorrono l'impluvio autoalimentandosi progressivamente nella loro discesa fino a depositarsi in corrispondenza di Pian di Vione. Rilevanti sono anche i *debris flows* generati dal rapido e improvviso aumento della portata della sorgente del Fontanone, le cui acque prendono in carico grandi quantità di detrito derivante dagli scarti dell'ex miniera di fluorite. L'accumulo di colata rapida alla base della rupe su cui si colloca il Rifugio Albani è l'espressione di questo fenomeno.



Figura 27 - Forme generate da movimenti in massa: *sheep tracks*, terrazzette dovute a fenomeni di reptazione causati dal continuo calpestio del bestiame sui pendii esposti a sud della conca che ospita il lago di Polzone (a sinistra); canale di colata rapida lungo l'impluvio che scende verso Pian di Vione, intersecando i sentiero CAI n°402 (al centro); accumulo di colata rapida innescata dalla sorgente del Fontanone, lungo il sentiero CAI n°403 (a destra).

Forme generate dal dilavamento

Lo scorrimento disordinato delle acque meteoriche non incanalate determina l'asportazione delle particelle del terreno in aree con elevata acclività. Le forme prodotte sono riconducibili all'azione del ruscellamento o *runoff*, sono relativamente diffuse lungo i tracciati delle piste da sci, dove in alcuni casi si sono evolute da forme di erosione laminare verso forme di erosione a rivoli o solchi.

MORFOLOGIA CARSICA

Le aree carsiche di alta quota, tra 1800 e 2000 m s.l.m., occupate da ghiacciai di circo durante il Pleistocene, hanno subito un'evoluzione differente dalle zone interessate da ghiacciai vallivi. In tali aree, l'azione glaciale di esarazione e accumulo di *till*, non ha obliterato completamente le forme carsiche di età precedente, ma le ha rimodellate portando alla genesi di forme glacio-carsiche. In seguito al ritiro delle masse glaciali, la corrosione carsica ha ripreso la sua azione generando nuove forme. Il settore carbonatico che si estende dalla base della parete nord della Presolana fino alla testata della Val Conchetta e al Pizzo Petto, noto come altipiano glacio-carsico del "Mare in Burrasca", ospita una delle migliori espressioni del carsismo di quota della regione (Azzoni, Zanchi, 1989). L'area, intensamente carsificata, è quasi esclusivamente costituita da masse carbonatiche del Calcere di Esino e della Formazione di Breno. Il "Mare in Burrasca" si presenta come un altipiano pietroso con depressioni chiuse, circolari o ellittiche, talvolta mascherate da episodi gravitativi che ne hanno interrotto la continuità. Tali forme, spesso sottendono la presenza di cavità sotterranee attive o fossili, che possono essere soggette a crolli. Le acque meteoriche si infiltrano nelle fratture della roccia dove la corrosione carsica e l'azione del crioclastismo concorrono all'ampliamento delle cavità ipogee e alla loro evoluzione dall'interno verso la superficie, attraverso un processo noto come crio-erosione inversa. A causa dell'elevata permeabilità dei detriti di falda, dei depositi di *till* e delle rocce carbonatiche profondamente fessurate e carsificate, si registra nell'area di studio, ed in particolare nel "Mare in Burrasca", la quasi totale assenza di una rete idrografica superficiale. Solo in corrispondenza di strati impermeabili si ha l'interruzione dell'infiltrazione con la conseguente venuta a giorno delle acque. Ne è un esempio, la sorgente carsica del Fontanone (1919 m s.l.m.), nei pressi delle baracche dei minatori, dove le acque infiltratesi nei carbonati della Formazione di Breno incontrano gli strati impermeabili delle Argilliti di Lozio. Questa sorgente presenta un regime torrentizio ed alterna periodi estivi di secca a periodi di piena tardo-autunnali e primaverili. Piogge abbondanti possono causare un notevole e repentino aumento della portata di tale sorgente e prendere in carico i detriti della discarica della ex miniera generando violenti *debris flow*.

Microforme epigee

L'intera area in esame è fortemente influenzata da processi carsici che si manifestano in modo diffuso con forme diversificate e fittamente localizzate. Particolarmente abbondanti sono le microforme, indicate nel complesso come *Karren*, e le mesoforme, rappresentate da doline e uvala. I *Karren* possono essere classificati in base ai fattori che condizionano la loro evoluzione (Sauro, 1989): idrodinamica, fratturazione delle rocce, presenza di vegetazione o glacialismo. Molto comuni sono le forme controllate dall'idrodinamica e generate per effetto del deflusso delle acque meteoriche lungo superfici variamente inclinate. Frequenti sono le scannellature o *Rillenkarren*, piccoli solchi subparalleli con sezione trasversale a U o V, larghi e profondi fino a qualche centimetro e separati da sottili creste aguzze. Di dimensioni maggiori sono i solchi a doccia o *Rinnenkarren*, larghi e profondi anche decimetri, con sezione trasversale ad U e separati da superfici relativamente appiattite. Generalmente rettilinei, divengono meandriformi su superfici meno inclinate, dove il flusso diminuisce la sua velocità; in caso si sviluppino lungo pareti verticalizzate, sono detti *Wandkarren*. Dove le acque meteoriche decorrono in strati laminari lungo un piano inclinato, si generano spianate di soluzione o *Ausgleichflache*. Altre forme sono controllate nella loro evoluzione dalla presenza nelle rocce carbonatiche di

zone di discontinuità, come piani di stratificazione e di fratturazione, lungo le quali il carsismo agisce preferenzialmente. I fori carsici o *Kavernose Karren*, cavità di pochi centimetri di diametro, si formano per corrosione inversa, cioè dall'alto verso il basso, a partire da cavità maggiori presenti negli strati sottostanti. In corrispondenza di discontinuità verticali, fratture o giunti di stratificazione, la carbonatazione si esprime generando solchi di lunghezza e profondità considerevoli, i crepacci carsici o *Kluftkarren*. Questi possono evolvere allargandosi gradualmente a costituire corridoi carsici o *Bogaz*. In corrispondenza di piani di stratificazione suborizzontali o poco inclinati, percorsi trasversalmente da crepacci carsici, si generano campi solcati a tavole carsiche. Si riscontrano inoltre forme biocarsiche, come le vaschette di corrosione o *Kamenitze*, cavità circolari di dimensioni variabili, originate in seguito all'accumulo e al ristagno di acqua su superfici suborizzontali. Spesso presentano sul fondo un sottile strato di terre rosse, residui insolubili della roccia carbonatica, come argille, ossidi di ferro e alluminio, che consentono lo sviluppo di vegetazione acquatica. Questa apporta anidride carbonica all'acqua stagnante, incrementandone la capacità corrosiva. Molto diffuse nell'area sono infine forme complesse e poligenetiche come i campi solcati glacio-carsici, sui quali, in seguito ad una fase di modellamento glaciale ha agito il processo di dissoluzione.

Mesoforme epigee

Le mesoforme più tipiche dell'area sono le doline, depressioni chiuse a contorno circolare o ellittico, caratterizzate da una sezione trasversale a conca, a piatto o ad imbuto e da un fondo drenante, con diversi punti o linee di assorbimento e talvolta un inghiottitoio. Diversi sono i processi genetici che a causa dell'azione diretta o indiretta della corrosione carsica conducono all'evoluzione di doline. Caratteristiche delle aree di altopiano carbonatico sono le doline di soluzione che si originano per carbonatazione della roccia affiorante o subaffiorante, dovuta all'infiltrazione delle acque dilavanti in corrispondenza di fratture e discontinuità. Negli stadi più avanzati, il fondo di queste doline è impermeabilizzato da argille, ossidi di ferro e alluminio, noti nel complesso come terre rosse e derivanti dall'accumulo dei residui insolubili presenti in percentuali variabili nelle rocce calcaree. Molto comuni sono anche le doline in coperture, la cui genesi deriva dal collasso di materiale di copertura sovrastante rocce carbonatiche. Collassi di rocce insolubili ma permeabili, poggianti su rocce solubili, generano invece doline di subsidenza. Data l'elevata solubilità della maggior parte delle formazioni affioranti, queste doline sono rare nel territorio in esame. Il crollo del soffitto di cavità ipogee, dovuto alla corrosione inversa, porta invece allo sviluppo di profonde doline di crollo, caratterizzate da pareti ripide e subverticali.

Di difficile interpretazione è la genesi delle numerose doline che occupano l'altopiano immediatamente sottostante al *thrust* di Cima Verde. Il lago del Polzone, all'ombra della parete nord della Presolana, occupa un ampio circo glaciale alla base del quale si è imposta quella che è interpretabile come una dolina di soluzione. L'accumulo di terre rosse ha consentito la raccolta delle acque a formare un bacino endoreico e ha costretto la corrosione carsica a concentrarsi sui fianchi, accentuando la forma a conca della dolina. Tuttavia gli affioramenti nei pressi del lago della facies dolomitico-pelitica della Formazione di San Giovanni Bianco, meno solubile e permeabile rispetto ai calcari di Esino e Breno, potrebbero indicare una genesi da subsidenza. Non si esclude inoltre che l'evoluzione della conca che ospita questo lago sia stata condizionata da sprofondamenti antropogenici, legati all'intensa attività estrattiva della miniera di blenda e galena. Poco più a est del lago di Polzone, una

serie di doline, impostate sulla copertura detritica di versante, si allineano a ricalcare la faglia nota come Linea Polzone-Vareno. Anche sui depositi tillitici in prossimità della Malga Conchetta si sono impostate numerose doline coalescenti in evoluzione verso un uvala.

Forme ipogee

Gli scavi per la realizzazione delle gallerie minerarie nei pressi del lago di Polzone e del Rifugio Albani hanno spesso intercettato cavità sotterranee naturali. Le acque meteoriche, infiltrandosi nelle fratture e nelle discontinuità dei calcari appartenenti alle formazioni di Breno ed Esino, hanno generato per corrosione numerose cavità ipogee sia orizzontali, le gallerie, sia verticali, i pozzi. La Federazione Speleologica Lombarda (FSLo) evidenzia la presenza di almeno 130 grotte nell'area carsica del massiccio della Presolana (Tognini, 2014) e riporta le più importanti per estensione e profondità nel Catasto Speleologico Lombardo. Una delle cavità più estese è la Grotta della Ghiacciaia, che, con circa 600 m di gallerie, si sviluppa a 123 m di profondità, alle pendici orientali del Monte Ferrante. Tra le cavità a sviluppo prevalentemente verticale sono segnalati il Crepaccio delle Corna Gemelle e la Lanca delle Tre Marie, mentre tra quelle a sviluppo orizzontale la più nota è la Grotta del Fontanone nei pressi delle baracche dei minatori. Recentemente è stato scoperto ad una profondità media di 320 m, nei pressi delle Corna Gemelle, l'Abisso *Men in Black*, con gallerie che si estendono per oltre 700 m di lunghezza. Queste cavità, per la maggior parte libere da sedimenti e detriti, sono frequentemente interessate da piene di notevole portata che al disgelo alimentano le sorgenti carsiche situate a valle.

Già nel 1788, nella "Memoria orografico-mineralogica delle montagne bergamasche delle valli di Scalve e di Bondione" lo scienziato e scrittore Giovanni Maironi da Ponte, descriveva il massiccio della Presolana e in particolare le sue forme carsiche. *«Il Monte Polzone, il quale veramente non è se non se una falda della grande Prezzolana, montagna calcaria celebre per la sua altezza ed estensione, fu il primo, che io visitai [...]. Quivi sogliono presentarsi all'osservatore molti fenomeni della Fisica Generale con una grandezza ed una maestà, di cui gli abitatori della pianura non hanno idea. L'azione dei venti e quella della elettricità atmosferica, vi si esercitano con una forza sorprendente. Le nuvole vi si formano orizzontalmente allo spettatore e qualche volta sotto gli stessi sui piedi [...]. Mentr'io su quelle altezze aveva avuto un sole brillantissimo e spazioso coll'occhio sopra un mare di nuvole che mi sottomettevano al guardo un oceano immenso [...]. Qui vicino sentesi il rumore come della caduta di un fiume sotterraneo, che si rompa giù per balze. Per mezzo di una screpolatura semi-orizzontale strettissima e lunga, introducendosi carpone, si arriva ad una grande vasca, a cui sovrasta una ugualmente grande volta [...]. Ne esce molto interiormente un ruscello perenne, il quale cadendo giù per una stretta voragine produce il rumore anzidetto. Non ho veduto speco più orrido e spaventoso, segnatamente illuminato dal chiaror di una fiaccola. Merita qualche osservazione questo monte ancora per una strana configurazione delle sue cime. Egli è tutto come a scogli frammezzati da certe voragini a cono inverso, le quali mostrano di essere le volte sprofondate di vacui sotterranei.»*

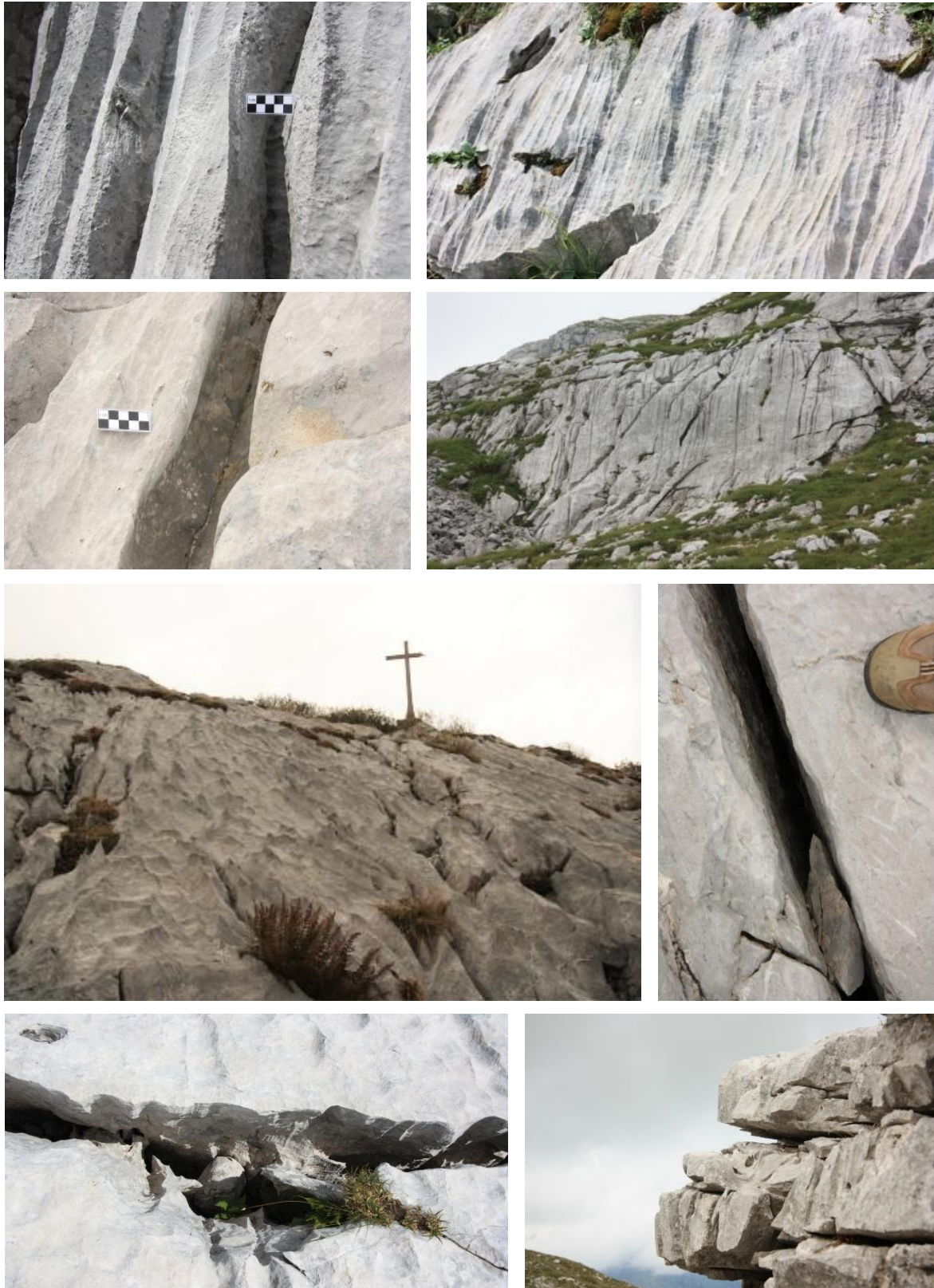


Figura 28 - *Karren* (da sinistra verso destra, dall'alto verso il basso): *Rillenkarren* separati da creste aguzze, con solchi trasversali a V, più o meno profondi; *Rinnenkarren* separati da creste sinuose, con solchi trasversali a U e *Wandkarren*; parete, in prossimità del Rifugio Albani, fittamente percorsa da un complesso di varie forme di *Karren* originate dal deflusso delle acque meteoriche; profondi *Kluftkarren* dal profilo rettilineo o frastagliato da altre forme secondarie, in Val Conchetta e presso il Passo Scagnello; cavità di interstrato, generate dall'effetto combinato del carsismo e del crioclastismo



Figura 29 - Campi solcati a tavole carsiche (da sinistra verso destra, dall'alto verso il basso): tavolato calcareo con profondi *Bogaz*, corridoi carsici, impostati su sistemi di frattura tra loro perpendicolari. Doline e uvala: doline impostate sulla copertura detritica e allineate lungo la faglia Polzone-Vareno; conca glacio-carsica che ospita il Laghetto Polzone; numerose doline coalescenti riunite in un'uvala nei pressi di Cima Bianca; dolina di crollo nelle vicinanze del Colle delle Guaita.

MORFOLOGIA ANTROPICA

Una delle più antiche e persistenti azioni antropiche è certamente la pastorizia. Il passaggio ripetuto del bestiame al pascolo causa la mobilitazione delle particelle del terreno innescando diffusi fenomeni di reptazione. Gli effetti più tipici sono le terrazzette, *sheep treks*, che si individuano lungo i versanti adiacenti alle malghe di Polzone alta e bassa.

La Val di Scalve è stata per millenni, teatro di scontri cruenti per lo sfruttamento delle risorse naturali. Maironi da Ponte sostiene che l'attività estrattiva nelle miniere bergamasche fosse già praticata al tempo dei romani, come comprovato dal passo di Plinio il Vecchio che, nel *Naturalis Historia*, XXXIV, scriveva «*fit et e lapide aeroso, quem vocant cadmeam, celebri trans maria et quondam in Campania, nunc et in Bergomatium agro extrema parte Italiae*». Il termine *cadmeam* indicava, non il cadmio, scoperto solo nel XXIX secolo, bensì la calamina che i romani miscelevano con il rame per ottenere ottone, impiegato principalmente per il conio delle monete. Oggi il termine calamina è in disuso e identifica l'insieme dei minerali derivanti dall'alterazione del solfuro di zinco, blenda o sfalerite, tra i quali abbondano carbonato, idrossicarbonato e silicato di zinco, rispettivamente smithsonite, idrozincite ed emimorfite. Maironi da Ponte descrive l'ubicazione delle miniere dell'area di studio. «*Le [montagne] calcaree sono quelle-sulle quali maggiormente comparisce la rovina e la desolazione riportata dal tempo, dalla azione delle meteore, e dalle rivoluzioni sofferte dal globo nella progressiva sua conformazioni. Poca terra e pochi vegetabili vestono le vette, dove anzi si danno a vedere per lo più a rocce scalpellate, e a guglie [...]. Egli è tristissimo l'aspetto di questa valle [Valle di Scalve], ma la natura ha compensate le sue orridezze coi ricchi tesori, che ha prodotti nelle viscere delle sue montagne. Vi si trovano delle miniere di rame, di zinco, di piombo, ed in grandissima copia di quelle di ferro [...]. Sul colmo della montagna [monte Polzone] vedesi spuntare tratto tratto una copiosa stratificazione di "spato-fluore" Fluor Mineralis. [...] Dalle cime del Polzone, con il cammino di quattr'ore in circa verso il nordovest, sempre attraverso di rocce, e di balze quasi inaccessibili, si giunge al monte Conchetta esso pure di pietra calcaria. È fama che quivi esistesse anticamente una miniera di metallo nobile. Oggidì il luogo, dove dicevasi esistere è affatto coperto di frammenti di pietra rovinati da una vetta superiore [...]. Dal Conchetta si passa immediatamente al Barbarossa, monte pure calcario. Con esso confina il luogo detto le Vignole, antico patrimonio della Val di Scalve, ma ora appartenenza di alcune Comunità della confinante valle Seriana. Quivi si trova una miniera di calamita, cioè a dire: Ferrum mineralisatum, minera ferrum attrabente, et polos mundi ostendente.*»

A partire dalla seconda metà del XIX secolo, il largo impiego di dinamite per l'estrazione mineraria ha probabilmente amplificato l'instabilità dell'area carsica antistante Cima Verde, generando fenomeni di subsidenza o di collasso per sprofondamento (*sinkhole*). Dalle numerose testimonianze dei minatori, raccolte nel testo *Le Miniere di piombo e zinco della Bergamasca*, a cura di Luigi Furia, emerge inoltre che il materiale sterile, scartato già in profondità nelle gallerie, veniva accumulato nei vuoti naturali delle cavità carsiche.



Figura 30 - Ingressi della miniera del Laghetto di Polzone, che si estendeva a nord del Pizzo della Presolana fino a Cima Verde; vi si estraevano fluorite, blenda e prodotti della sua alterazione

Il minerale giungeva alle laverie, costruite presso la frazione di Colere Carbonera, dove subiva un primo trattamento che consisteva nel lavaggio con una miscela di acqua e calce per eliminare gli scarti. Diffusi infatti su tutto il territorio attorno al centro abitato sono i resti di *calchere*, fornaci realizzate appositamente per la produzione della calce.

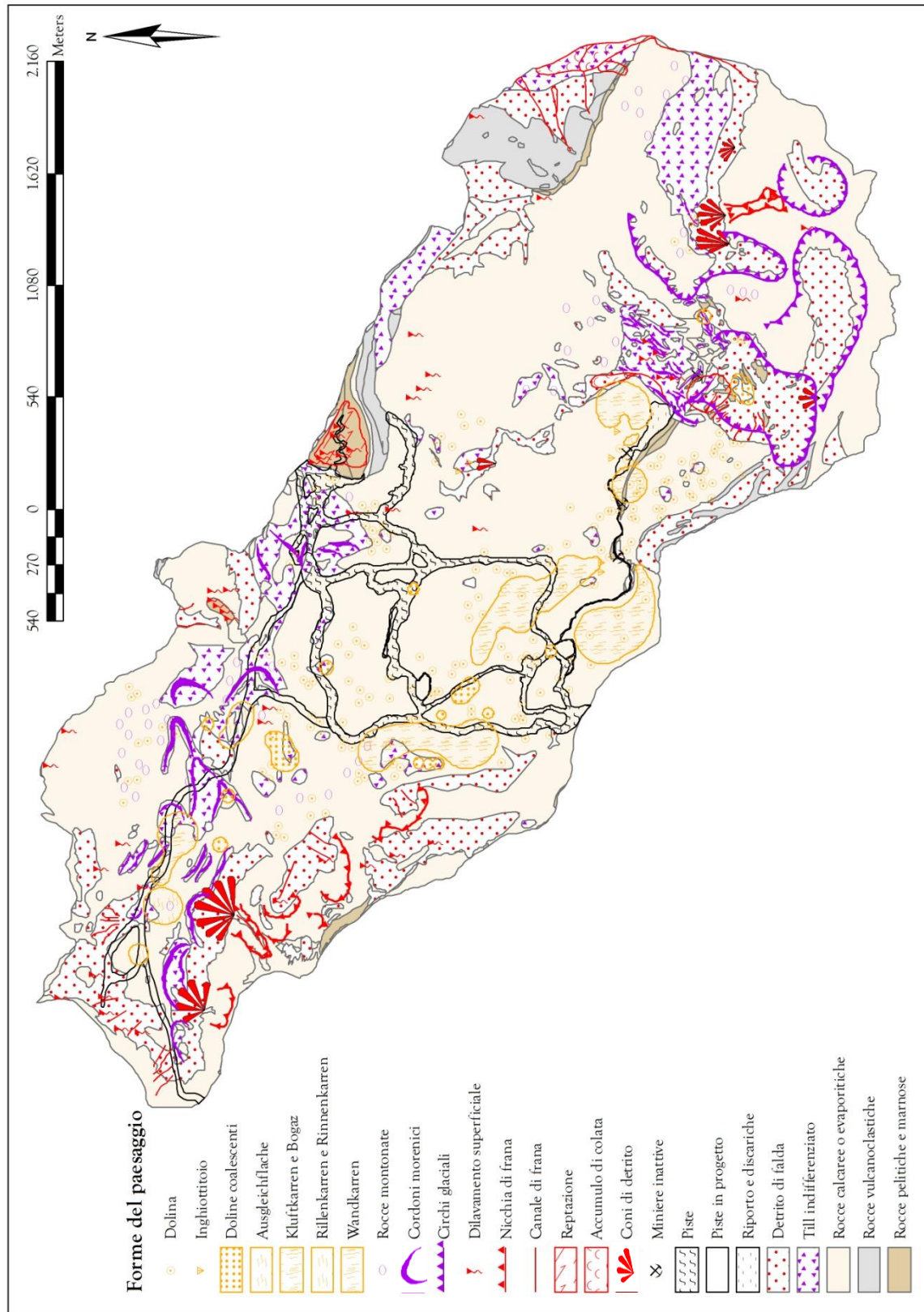
L'attività mineraria si è protratta presumibilmente per millenni, anche se in modo discontinuo, fino al 1980, anno in cui la miniera è stata abbandonata non per esaurimento della risorsa ma per motivi economici. La società australiana *Energia Minerals Limited* ha recentemente ottenuto permessi di ricerca per verificare lo stato di mineralizzazione dei giacimenti di zinco della Bergamasca, con l'obiettivo di riavviare la produzione nelle miniere della Val Parina e della Val del Riso entro il 2018. I permessi sono stati accordati dalle Autorità italiane e dall'Unione Europea a patto che sia dato ampio risalto all'impatto ambientale delle operazioni previste. L'inaccessibilità del sito e il cattivo stato di conservazione delle gallerie della miniera del Laghetto Polzone scoraggiano, per il momento, la ripresa dello sfruttamento delle risorse ancora presenti nel territorio di Colere.

Il delicato equilibrio dell'area è stato recentemente compromesso dal grande sviluppo turistico e sportivo, con la realizzazione di comprensori sciistici. In corrispondenza degli impianti di risalita si osservano fenomeni franosi, come scivolamenti, colate e movimenti lenti, ma l'impatto maggiore è soprattutto generato dai tracciati delle piste che come cicatrici sfregiano l'altopiano del "Mare in Burasca". Negli ultimi vent'anni gli impianti già realizzati nel comune di Colere e Vilminore, hanno comportato la distruzione irreversibile di numerose forme del paesaggio. Il livellamento delle irregolarità del substrato carbonatico intensamente carsificato è stato ottenuto mediante l'impiego sistematico di esplosivi. È proprio lungo le piste di discesa che si osservano fenomeni di ruscellamento concentrati, sia areale, sia in rivoli. Qui, infatti, la regolarizzazione della superficie topografica ha compromesso la permeabilità delle rocce dell'altopiano riducendo l'approvvigionamento di sistemi idrici sotterranei captati da numerosi comuni. Contribuiscono ulteriormente alla carenza idrica, i moderni impianti di innevamento artificiale che, in caso di assenza di coltre nevosa sulle piste, prelevano acqua da un esiguo bacino artificiale realizzato in prossimità della Malga Polzone bassa.



Figura 31 - Impatto della realizzazione del comprensorio sciistico di Colere, che ha visto anche l'apertura di una strada di servizio che da Cima Bianca conduce al Rifugio Albani. Si consideri che la strada raffigurata ha una carreggiata larga solo 5-7 m, mentre le piste raggiungono 50-55 m di larghezza.

Figura 32 - Carta Geomorfológica realizzata per l'area di studio sulla base di osservazioni su campo, analisi aerofotogrammetriche e confronto con la cartografia geologica e geomorfologica disponibile.



GEOMORFOSITO DEL "MARE IN BURRASCA"

L'altopiano glacio-carsico del "Mare in Burrasca" è un'unità paesaggistica carica di un valore scientifico-culturale tale da qualificarla come componente del patrimonio naturale e culturale del territorio. Grazie alla sua straordinaria concentrazione di forme carsiche epigee e ipogee, il sito è stato elevato al rango di geomorfosito e inserito, nel 2010, nell'Inventario Nazionale dei Geositi italiani rilevato dall'ISPRA. Il "Mare in Burrasca" deve il suo pittoresco appellativo alla particolare conformazione del territorio, dove l'azione erosiva del modellamento esogeno si somma a un già complesso quadro geologico-strutturale, creando un suggestivo effetto ondulato che ricorda i flutti infuriati e minacciosi di un mare burrascoso.

Il geomorfosito del "Mare in Burrasca" si colloca nel peculiare contesto geologico e geomorfologico del settore orientale delle Prealpi Bergamasche e ricade nei territori comunali di Colere e Vilminore di Scalve. Posto a una latitudine compresa fra 45°57' e 45°59' e a una longitudine tra 10°00' e 10°03', l'altopiano glacio-carsico del "Mare in Burrasca" si mantiene a una quota di circa 2000 m s.l.m. per tutta la sua estensione. Il sito si sviluppa a est del crinale roccioso che, orientato in direzione SSE-NNW, si protende dal Pizzo della Presolana al Pizzo di Petto lambendo le pendici orientali dei monti Ferrante, Ferrantino e Vigna Vaga. La cartografia allegata alla scheda di valutazione stilata per l'inventario ISPRA circoscrive il "Mare in Burrasca" a uno stretto corridoio che, dagli ingressi della miniera nei pressi del Rifugio Albani, si allunga verso nord-ovest risalendo lungo la Val Conchetta. In questo studio si farà riferimento a una porzione più estesa del paesaggio. Forme carsiche ben conservate si possono individuare infatti anche nelle strette vicinanze del Passo Scagnello e in tutta l'area che dal pendio orientale di Cima Verde decorre verso sud fino alla conca del Polzone e verso est fino al Rifugio Albani.

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'altopiano del "Mare in Burrasca" è interamente di pertinenza delle Unità Carbonatiche Allocitone, rappresentate in loco essenzialmente dai calcari grigio-chiari ascritti al Membro dell'Annunciata della Formazione di Breno e alla facies di piattaforma carbonatica del Calcare di Esino. Nei pressi del Rifugio Albani si riconoscono esigui affioramenti di Argillite di Lozio, in contatto stratigrafico basale con il Membro dell'Annunciata e troncati a tetto da un corpo di *thrust*, costituito anch'esso dalla Formazione di Breno. Queste unità in sovrascorrimento sono parte del sistema di *duplex* che costituisce l'*antiformal stack* del Gruppo della Presolana (si veda la sezione "Assetto strutturale e tettonico" dell'Inquadramento geologico).

DESCRIZIONE GEOMORFOLOGICA

Il "Mare in Burrasca" è un geomorfosito areale, ovvero un'unità paesaggistica caratterizzata da una notevole concentrazione di significative forme del paesaggio. Può essere definito come un complesso di morfosculture, dove l'azione di diversi processi di modellamento esogeno, regolata dal sistema morfoclimatico, risulta prevalente sui fattori strutturali endogeni.

L'altopiano glacio-carsico è un paesaggio complesso, con antiche forme di origine carsica totalmente o parzialmente cancellate e rimodellate dall'azione dei ghiacciai pleistocenici e forme legate al glacialismo pleistocenico su cui si è successivamente impostato il carsismo.

Complici le abbondanti precipitazioni, l'elevata energia di rilievo e la potenza degli strati calcarei intensamente fratturati delle formazioni di Esino e Breno, il geosito ospita una delle migliori espressioni del carsismo di quota della regione (Azzoni, Zanchi, 1989). L'azione solvente delle acque meteoriche si esplica egregiamente con forme attive sia in superficie sia in profondità, conferendo a questo paesaggio carsico il peculiare aspetto di un mare in tempesta. Molto diffuse sono le forme epigee, rappresentate essenzialmente da *karren* e doline. Rilevanti sono anche le forme ipogee, con pozzi profondi decine o centinaia di metri e gallerie che si diramano per una lunghezza complessiva che si stima superiore a 5 km (Tognini, 2014). Frequenti e particolarmente attivi a quote elevate sono i processi di gelivazione che, per effetto di rapidi cicli di gelo e disgelo, producono crioclasti. Questi materiali clastici scendono per gravità lungo i pendii generando forme gravitative attive, falde detritiche al piede di pareti uniformi e coni detritici in corrispondenza di canaloni. In alta Val Conchetta si riconoscono forme di esarazione e accumulo glaciale, ormai inattive, prodotte durante l'LGM o una delle successive fasi di ripresa glaciale (si veda la sezione "Modellamento glaciale" dell'Inquadramento geomorfologico).

Il paesaggio del "Mare in Burrasca" è dunque il risultato di una combinazione di forme attive, carsiche, di gelivazione e gravitative, e forme inattive, di origine glaciale. È importante ricordare che in queste aree di alta quota delle Prealpi Bergamasche, interessate solo da ghiacciai di circo, l'esarazione glaciale e l'accumulo di *till* sono stati meno intensi che nelle aree occupate dai ghiacciai vallivi. Le forme glaciali ereditate sono dinamiche, ma evolvono ad opera di processi diversi rispetto a quelli che li hanno generate, in particolare la corrosione carsica. Il sito risente così profondamente dei processi carsici attivi che spesso le forme glaciali non sono più riconoscibili. Il carsismo ha certamente un ruolo cruciale nel modellamento di questo altopiano, ma se si considera anche il glacialismo come importante processo genetico, seppur marginale, il geomorfosito deve essere definito passivo in evoluzione. Come i geomorfositi attivi, anche quelli passivi in evoluzione consentono di osservare, monitorare e quantificare i processi attivi responsabili dell'evoluzione e delle modificazioni del geomorfosito stesso. I siti dinamici e ancora modellati da processi attivi assumono primaria importanza in termini di valorizzazione, conservazione, analisi di rischio e impatto connessi con i processi naturali e il turismo (Pelfini, Bollati, 2014).

Un geomorfosito su cui agiscono processi attivi dovrebbe essere sottoposto a periodiche rivalutazioni delle valenze, condotte senza trascurare tassi di evoluzione, pericolosità, scenari di rischio e impatto.

VALUTAZIONE QUALITATIVA DEL GEOMORFOSITO

La valutazione del patrimonio geomorfologico è basata sulle forme del paesaggio, sui processi e sugli agenti che continuano a modellarlo, nonché sulle attività antropiche correlate ai geomorfositi. Si presenta di seguito una valutazione qualitativa degli attributi e delle singole valenze del geomorfosito, condotta sulla base delle informazioni raccolte in più rilievi di campo.

Attributo scientifico

Noto alla comunità scientifica, l'altopiano carsico del "Mare in Burrasca" è ad oggi un argomento scarsamente trattato in letteratura, se non in riferimento allo sfruttamento delle mineralizzazioni a fluorite, zinco e piombo della Formazione di Breno. Malgrado la marginale importanza geostorica attribuibile al sito, il valore scientifico rimane elevato.

L'unità paesaggistica del "Mare in Burrasca" è un sistema complesso che si estende su un'area stimata di circa 500 ettari. Nonostante la bassa diversità geologica, le numerose forme del paesaggio prodotte da diversi agenti di modellamento e processi morfogenetici conferiscono al sito un'elevata geodiversità intrinseca. Buona è la rappresentatività dei processi geologici, in quanto nell'area vi sono elementi utili ai fini dell'interpretazione e della ricostruzione della complessa storia geologica del massiccio della Presolana. In prossimità di Cima Verde e del rifugio Albani, sono ben visibili, infatti, i corpi di *thrust* che costituiscono l'*antiformal stack* della Presolana. Il "Mare in Burrasca" rappresenta un modello di evoluzione geomorfologica ed è paradigmatico ai fini della comprensione dei processi attivi che modellano le forme del paesaggio, in particolare quelle carsiche, e della loro evoluzione in relazione alle fasi climatiche che si sono succedute nel tempo. Offre inoltre testimonianza di processi paleo-geomorfologici e paleo-climatici, come il glacialismo quaternario.

Nonostante le forme carsiche siano comuni su tutti i massicci carbonatici delle Prealpi Orobiche, un altopiano glacio-carsico in quota e con questa estensione è raro, sia a scala locale sia regionale. Gli elementi geomorfologici puntuali sono ottimamente conservati, ma l'integrità del sito nel suo complesso è stata profondamente compromessa negli ultimi trent'anni dalla realizzazione dei comprensori sciistici di Colere. Esemplificativo ai fini educativi e didattici, il sito può fornire validi strumenti per la comprensione dei processi di corrosione carsica e dell'evoluzione delle forme, ipogee e soprattutto epigee.

Il substrato di natura carbonatica del "Mare in Burrasca" svolge infine un ruolo di supporto ecologico di notevole rilevanza, ospitando praterie calcifile discontinue a *Carex firma* e stazioni di numerose endemite orobiche, insubriche, alpine, sud-alpine ed est-alpine, ma anche stenoendemite strettamente orobiche (si veda la sezione "Vegetazione reale" dell'Inquadramento floristico-vegetazionale).

Attributi addizionali

Il paesaggio rappresenta una componente culturale del territorio, con tutti i fattori naturali ed antropici che esso contiene. I segni secolari dell'attività mineraria sono ben radicati nel territorio e nella tradizione culturale della popolazione scalvina. La Presolana è stata per secoli silente spettatrice dell'andirivieni di uomini, donne e bambini, che con eccezionale laboriosità, manualità ed ingegnosità hanno svolto il loro lavoro faticosamente nell'oscurità del sottosuolo con ammirevole dedizione. I giacimenti minerari della Val di Scalve per secoli hanno costituito una delle principali risorse per le popolazioni locali, ma dal 1980, con la chiusura della miniera del Laghetto di Polzone è venuta a mancare la più importante fonte di lavoro degli abitanti della zona. L'ex laveria di Carbonera è stata recentemente ristrutturata e adibita a Museo delle Miniere per dare voce alle testimonianze di chi ha dedicato la propria vita alla miniera nel sottosuolo del "Mare in Burrasca".

Il "Mare in Burrasca" si inserisce nel circuito escursionistico del "Sentiero delle Orobiche", percorso ogni estate da centinaia di escursionisti. Ideato, progettato e realizzato tra gli anni 50 e 75 è una delle opere alpine di maggior rilevanza ambientale ed escursionistica, che collega i principali rifugi delle Orobiche tramite un affascinante percorso in quota e si conclude proprio al Passo della Presolana. Frequentano il sito anche ricercatori e appassionati di speleologia, attratti dall'elevato numero di pozzi e gallerie che si sviluppano nelle formazioni carbonatiche dell'altopiano glacio-carsico. Anche se non direttamente collegata al geosito, si sottolinea l'attività sportiva di *rock climbing* lungo la parete nord della Presolana, fittamente percorsa da numerose vie di arrampicata. Gli impianti sciistici di

Colere, con 25 km di piste ad elevatissimo impatto ambientale, attirano ogni inverno numerosissimi sciatori. Se da un lato l'attività sciistica incrementa lo sviluppo economico e turistico del territorio, dall'altro mette a repentaglio la sopravvivenza di un'unità paesaggistica unica per l'elevato valore geologico-geomorfologico, floristico-vegetazionale e faunistico.

Straordinaria è infine la componente scenica di questo paesaggio carsico, sia in senso intrinseco spettacolare, sia in termini di richiamo e attrazione.

POTENZIALITÀ DI FRUIZIONE

Il potenziale per la fruizione, nel complesso piuttosto elevato, è ridotto dalla limitata accessibilità spaziale e temporale del sito. Durante tutto il periodo invernale e all'inizio della primavera, sono in funzione gli impianti di risalita che consentono di osservare il suggestivo spettacolo del "Mare in Burrasca" innevato. La presenza del manto nevoso tuttavia occulta le peculiari forme carsiche, che sono invece ben visibili per il resto dell'anno.

Il "Mare in Burrasca" è raggiungibile da Colere attraverso i sentieri CAI n° 402, 403, 404 e 406. Si tratta di sentieri escursionistici che risalgono versanti con elevata pendenza, variabile fra i 20°-45° con un dislivello che oscilla tra 900-1250 m. Il sentiero n°402 partendo da Colere, sale in località Pian di Vione (1152 m) e attraversando ripidi tornanti su ghiaioni, guadagna rapidamente quota fino a giungere al Colle della Guaita (1901 m). Da qui prosegue verso il Laghetto di Polzone, la Malga alta di Polzone, le baracche dei minatori fino al Rifugio Albani (1948 m). Il sentiero n°403 è il più agevole e breve per giungere al rifugio. Dalla località Carbonera, presso le antiche laverie, dopo un breve tratto che corre sul bordo sinistro del torrente Rino, il sentiero sale dolcemente attraversando prima la faggeta e in seguito il bosco misto a dominanza di larice. Superato il deposito di colata rapida all'uscita del bosco, raggiunge il Rifugio Albani, da dove, agganciato il Sentiero delle Orobie n°401 in direzione Passo Scagnello, si immerge nel "Mare in Burrasca". Il Sentiero delle Orobie è facilmente raggiungibile nel mese di agosto, grazie agli impianti di risalita che collegano Carbonera a Cima Bianca. Percorrendo il sentiero n°401 in direzione Passo della Manina, è possibile ammirare dall'alto la distesa dell'altopiano carsico vistosamente sfregiato dalle piste. Mantenendosi in quota lungo una cresta erbosa prosegue poi tortuoso dalle pendici del Monte Ferrante fino alla testata della Val Conchetta, dove incrocia il sentiero n°404. La mulattiera cementata che da Carbonera conduce a Malga Polzone (1571 m) è molto ripida e più adatta ai fuoristrada che agli escursionisti. Da Malga Polzone il sentiero si fa più agevole, ma è poco battuto e mal segnalato. Lasciato sulla destra il Monte Cavallo, imbocca la Val Conchetta, offrendo un suggestivo panorama dell'intera Val di Scalve. Il sentiero percorre in tutta la sua lunghezza la Val Conchetta da dove è possibile osservare le caratteristiche forme glacio-carsiche del "Mare in Burrasca", per poi incrociare il sentiero n°401 al Passo Fontanamora.

È possibile percorrere i sentieri in modo da realizzare un circuito ad anello circumnavigando il "Mare in Burrasca", ma considerata la lunghezza complessiva di circa 15 km è consigliabile percorrerlo in più giorni, soggiornando nei periodi di apertura nei rifugi Albani e Cima Bianca. Diversi servizi sono aperti invece tutto l'anno nei centri abitati della vallata per accogliere sportivi ed escursionisti che giungono numerosi nella vallata.

Il sito è ampiamente sfruttato per scopi sportivi e solo secondariamente per interessi naturalistici e culturali. Scarso è ancora il richiamo geomorfologico se non in ambito accademico e sono assenti geomorfositi nelle strette vicinanze.

È da segnalare la completa assenza di indicazioni su come raggiungere il "Mare in Burrasca". Inoltre, il sollevamento orografico delle masse d'aria porta alla condensazione del vapore acqueo e alla formazione di nubi spesso alle quote del "Mare in Burrasca" facilitando la perdita dell'orientamento. Una volta giunti sull'altopiano (e in assenza di nubi), è possibile osservare anche dal sentiero la maggior parte delle forme carsiche epigee, ma per meglio apprezzare le microforme è necessario allontanarsi dal tracciato. Per quanto riguarda gli elementi ipogei, sono necessarie un'adeguata preparazione e una specifica attrezzatura. Altre forme come quelle glaciali, alterate dal carsismo e ricoperte dalla vegetazione, sono di difficile interpretazione. Sarebbe auspicabile la collocazione, nei pressi del Rifugio Albani, di pannelli informativi per fornire a escursionisti e geoturisti una valida chiave di lettura del paesaggio.

SCENARI DI RISCHIO E IMPATTO

Se da un lato l'uomo consuma, sfrutta e modella la superficie della terra, d'altro canto egli è diventato sempre più vulnerabile nei confronti dei fenomeni naturali. Una suggestiva leggenda locale narra di come quattro giovani sorelle, prese in gioco dai folletti che popolavano i boschi, furono punite e tramutate nei pinnacoli rocciosi delle "Quattro Matte" che ancora oggi si protendono verso il cielo a monito di coloro che osano sfidare le forze recondite della natura, i suoi eterni equilibri dinamici e le sue inviolabili regole.

Processi gravitativi, *debris flow* innescati da intense precipitazioni o dalla rapida fusione del manto nevoso, processi di dilavamento superficiale, valanghe di neve e processi carsici attivi rappresentano un fattore di pericolosità intrinseca per la fruizione antropica. Una scarsa conoscenza del territorio e avverse condizioni meteorologiche possono incrementare la vulnerabilità e di conseguenza il rischio. Questi stessi processi possono indurre trasformazioni morfologiche del paesaggio con conseguenze anche negative sulle valenze dei singoli attributi (scientifico, culturale e scenico), ma nessuno di questi può costituire una minaccia per la sopravvivenza del geosito o per la sua integrità.

La vera minaccia deriva invece dalla smodata fruizione antropica delle risorse del territorio che può influire negativamente sugli attributi scenico e scientifico del geomorfosito. La presenza di un SIC o di una ZPS, contrariamente ad un'area protetta ai sensi della Legge n°394/91, non fa scattare automaticamente "divieti o norme di salvaguardia predefinite", quali ad esempio il divieto ad edificare, ma obbliga esclusivamente al mantenimento in uno stato di conservazione adeguato degli habitat e delle specie per cui il sito è stato individuato e alla realizzazione della Valutazione di Incidenza. Il "Mare in Burrasca", già sfregiato dagli impianti sciistici realizzati negli ultimi trent'anni, rischia di essere definitivamente compromesso nella sua integrità da un nuovo progetto di ampliamenti dei comprensori. Nel 2012 è stato approvato in seguito alla Delibera n. 11240 il "Progetto Strategico di potenziamento e di collegamento dei demani sciabili dell'Alta Valle Seriana e della Val di Scalve", che tuttavia deve essere ancora sottoposto alla Valutazione di Incidenza da parte della Regione Lombardia. Il progetto prevede il collegamento dei comprensori sciistici di Colere, Gromo e Valbondione, con la realizzazione di 11 nuovi impianti di risalita con tracciati sciistici per un totale di 17 km di lunghezza, strade di collegamento per eventuali interventi manutentivi e infrastrutture di rifugio e ristoro per gli sciatori. Uno dei tracciati in progetto risalirebbe la Val Conchetta biforcandosi, dalla Malga Polzone bassa fino al Pizzo di Petto e al passo Fontanamora, alle pendici del Monte Vigna Vaga. Futuristica è la realizzazione di una galleria munita di nastri trasportatori per trasferire gli sciatori

dagli impianti della Val Conchetta a quelli dell'alta Val Sedornia. Questo tunnel attraverserebbe il massiccio del Pizzo di Petto all'altezza delle falde detritiche e sfocerebbe in Val Sedornia passando sotto il Lago Spigorel, un lago glaciale posto a 1821 m s.l.m.. Per tale ambizioso progetto sarebbero necessarie, oltre ad una buona impermeabilizzazione, una stabilizzazione dei ghiaioni carbonatici. Oltre al forte impatto visivo, la costruzione dei tracciati sciistici implicherebbe un uso sistematico di esplosivi, interventi di livellamento della superficie topografica con l'obliterazione delle forme carsiche presenti e azioni di disboscamento che potrebbero portare ad un aumento della predisposizione al dissesto. Non bisogna trascurare nemmeno il rischio di contaminazione delle falde acquifere, captate da comuni sia della Val Seriana, sia della Val di Scalve.

Il "Progetto Strategico" minaccia seriamente l'integrità dell'unica porzione del geosito del "Mare in Burrasca" ancora non sfregiata da comprensori sciistici o da attività estrattive. La concretizzazione di questo progetto inoltre potrebbe tradursi in un notevole incremento della vulnerabilità.

GEOCONSERVAZIONE

Il paesaggio è oggi definito come una complessa «espressione geodinamica integrata di molteplici componenti naturali ed antropiche» (Panizza, 1988). Viene percepito dai singoli individui attraverso il filtro delle sensazioni e può avere quindi una forte componente soggettiva. Il paesaggio «non possiede in sé un significato, ma lo riceve da colui che lo osserva» (Panizza e Piacente, 2003).

È solo grazie alla sensibilizzazione, al coinvolgimento e alla responsabilizzazione dei singoli che si può raggiungere quella partecipazione consapevole e necessaria per uno sviluppo sostenibile che tenga in massima considerazione la compatibilità ambientale. Nasce quindi l'esigenza di considerare il paesaggio come un bene culturale da preservare e valorizzare attraverso un'approfondita analisi del territorio, delle sue componenti ambientali e della loro storia. Per salvaguardare il paesaggio occorrono valide azioni politiche ed efficaci strumenti legislativi, atti a tutelare il sito e garantirne una corretta gestione. L'apparente immutabilità nel tempo e nello spazio del patrimonio geologico induce a pensare che questo non necessiti della stessa tutela che si riserva a quello biologico. Questo spiega la carenza di leggi che disciplinino protezione, valorizzazione e fruizione del patrimonio geologico e geomorfologico, nella legislazione italiana come in quella internazionale.

Si profila allora una nuova disciplina scientifica, la geoconservazione, che ha come scopo ultimo la conservazione e la tutela del patrimonio geologico della Terra e quindi della geodiversità. Questo processo che inizia con la consapevolezza dell'esistenza della geodiversità seguita da valutazione, valorizzazione, riconoscimento di pericolosità e rischio e protezione mediante atti legislativi.

Agenti endogeni ed esogeni hanno plasmato il paesaggio in milioni di anni, lasciando evidenti tracce di un'interminabile sequenza di trasformazioni a cui l'uomo, in passato, ha saputo adattarsi con sacrifici e parsimonia. Oggi le pendici della Regina delle Orobie, irreversibilmente compromesse da chi è poco incline a prospettive a lungo termine, lanciano una sfida all'intelligenza umana: essere conservate come inestimabile patrimonio naturalistico, ricco di geodiversità e biodiversità, oppure essere sfruttate e "consumate" per meri interessi economici. L'incertezza dei cicli economici, la responsabilità verso le generazioni presenti e future, la difesa del patrimonio ereditato, tutto dovrebbe convergere verso scelte ponderate e di estrema precauzione affinché la priorità della salvaguardia dell'ambiente predomini sulla limitata razionalità.



Figura 33 - Due scorci dell'altopiano del "Mare in Burrasca" osservato dalla Val Conchetta.



INQUADRAMENTO CLIMATICO

Secondo la *World Map of Köppen-Geiger Climate Classification*, recentemente rielaborata e aggiornata (Kottek et al., 2006), la Val di Scalve è interessata, nella sua porzione settentrionale, da un Clima temperato umido senza stagione secca (Cfb) e, nella sua porzione meridionale, da un Clima della tundra (ET). La sigla Cfb indica un clima mesotermico temperato, con temperature del mese più freddo comprese fra -3 e 18°C e temperature del mese più caldo che oscillano fra 10 e 22°C , caratterizzato da precipitazioni uniformemente distribuite durante l'anno e pertanto dall'assenza di una stagione secca. La sigla ET indica invece climi polari con temperature medie del mese più caldo comprese fra 0 e 10°C . L'area di studio ricade interamente nella zona a Clima temperato umido senza stagione secca (Cfb). Nonostante le fluttuazioni climatiche dell'ultimo secolo, recenti ricostruzioni (Rubel, Kottek, 2010) suggeriscono che, dal 1951 ad oggi, le regioni macroclimatiche in Val di Scalve siano rimaste pressoché invariate, mentre nel resto della Lombardia si osservano cambiamenti.

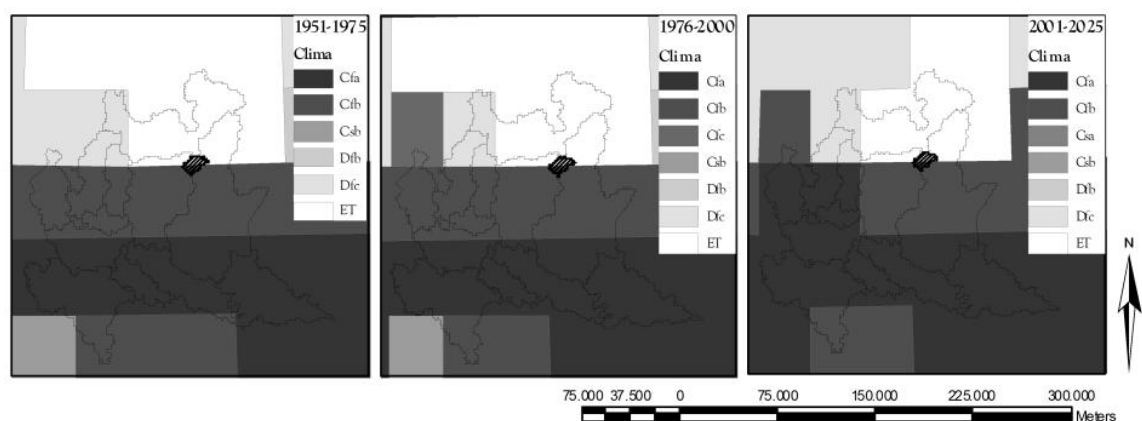


Figura 34 - Variazioni climatiche in Lombardia registrate dal 1951 e attese fino al 2025 (Rubel e Kottek, 2010). La Val di Scalve non sembra subire significative variazioni a scala macroclimatica e rimane suddivisa fra Cfb ed ET.

Nell'area di studio non sono presenti stazioni meteorologiche. Le serie climatiche delle stazioni ARPA Lombardia più vicine, Dezzo di Scalve (599 m s.l.m.) a soli 2,3 km dalla località Carbonera, e Castione della Presolana (1180 m s.l.m.) a 8 km, sono incomplete e disponibili solo per il decennio 2005-2015. Gli Annali Idrologici dell'Ufficio Idrografico del Po riportano i dati pluviometrici relativi al periodo 1962-1986 registrati presso la stazione di Dezzo (752 m s.l.m.), ma non i dati termici. Per una corretta caratterizzazione climatica della zona si è quindi ritenuto opportuno analizzare le serie di precipitazioni e di temperature relative al trentennio 1954-1986 registrate nelle stazioni di Breno (312 m s.l.m.), Clusone (648 m s.l.m.) e Lago d'Arno (1820 m s.l.m.), poste rispettivamente a circa 20 km, 12 km e 30 km dai confini dell'area di studio, e pubblicate negli Annali Idrologici. Gli Annali Idrologici riportano i dati termici sotto forma di valori giornalieri di temperatura minima, media e massima e i dati pluviometrici sotto forma di precipitazioni giornaliere, tuttavia questi dati sono disponibili solamente come scansioni di documenti cartacei. I valori delle temperature minime, medie e massime mensili e delle precipitazioni mensili cumulate sono stati trascritti in un foglio di calcolo e rielaborati al fine di ottenere diagrammi del regime termico e pluviometrico che consentano di effettuare una caratterizzazione climatica del sito.

Il regime pluviometrico delle stazioni di Breno, Clusone e Lago d'Arno (Figura 4) è suboceanico prealpino, con precipitazioni più o meno abbondanti e ben distribuite durante l'anno. In particolare si evidenzia un andamento equinoziale delle precipitazioni, con un massimo primaverile, nel mese di maggio, e uno autunnale, fra ottobre e novembre. La massima piovosità si registra nella stagione estiva, 353,8-447,2 mm, tratto caratteristico delle zone montuose suboceaniche come le Prealpi, dove la presenza di rilievi determina un incremento delle precipitazioni orografiche. Le precipitazioni sono minime a febbraio e in generale risultano scarse nei mesi invernali, 150,1-209,3 mm, quando assumono un carattere prevalentemente nevoso. Nelle stazioni di Breno e Lago d'Arno, entrambe in Val Camonica, si osserva un forte incremento delle precipitazioni salendo di quota: a Breno, 312 m s.l.m., sono caduti in media 1023,9 mm annui, mentre a Lago d'Arno, 1820 m s.l.m., si sono registrati in media 1382,4 mm annui. La piovosità è crescente con la quota, ma la stazione di Clusone, in Val Seriana, anche se posta a soli 648 m s.l.m., registra in media 1387,4 mm annui.

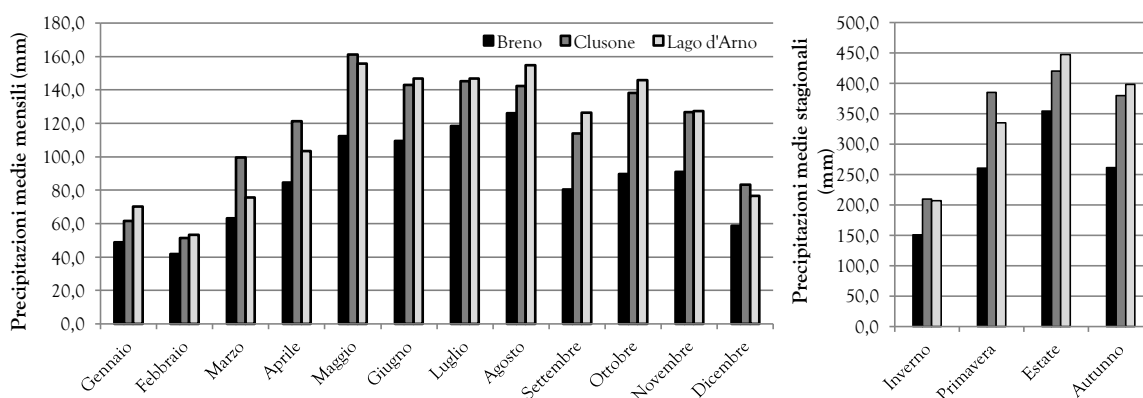


Figura 35 - Precipitazioni medie mensili e stagionali nel trentennio 1954-1986 registrate nelle tre stazioni di Breno (312 m s.l.m.), Clusone (648 m s.l.m.) e Lago d'Arno (1820 m s.l.m.).

Anche il regime pluviometrico della stazione di Dezzo di Scalve è suboceanico prealpino con precipitazioni prevalentemente equinoziali e un picco estivo orografico. A differenza di quanto si osserva nei diagrammi pluviometrici delle stazioni di Breno, Clusone e Lago d'Arno (Figura 5) relativi al periodo 1962-1986, la stazione di Dezzo registra la massima piovosità nei mesi autunnali con 488,2 mm. In particolare, nel solo mese di novembre si raggiungono in media 199,1 mm. La stagione meno piovosa è sempre quella invernale, con un minimo di 58 mm a febbraio. Dezzo, con una media di 1556 mm annui, è la più piovosa delle stazioni analizzate, in ogni stagione.

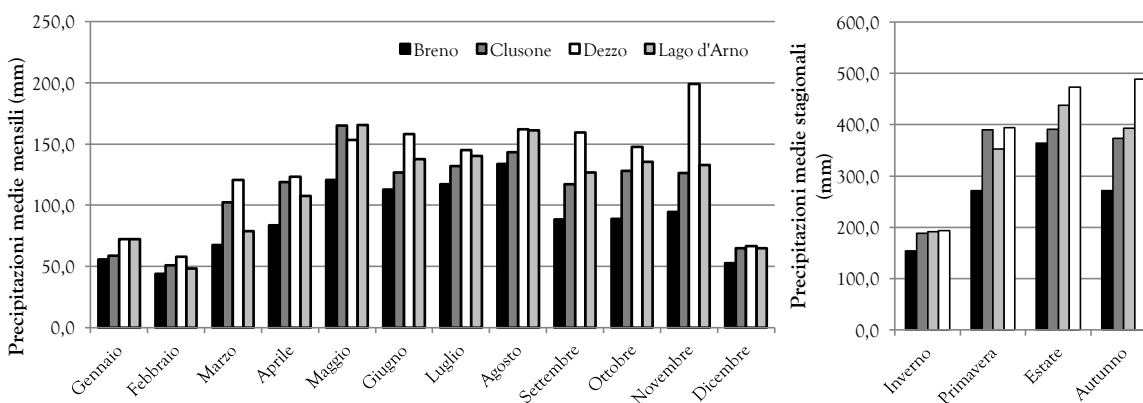


Figura 36 - Precipitazioni medie mensili e stagionali nel periodo 1962-1986 registrate nelle stazioni di Breno (312 m s.l.m.), Clusone (648 m s.l.m.), Dezzo di Scalve (752 m s.l.m.) e Lago d'Arno (1820 m s.l.m.).

Il regime termico delle stazioni di Breno, Clusone e Lago d'Arno (Figura 6) si caratterizza per escursioni termiche medie annue rispettivamente di 19,5°C, 18,7°C e 16,4°C, sottolineandone il carattere oceanico, più accentuato a quote più elevate. Mentre i diagrammi del regime termico di Breno e Clusone sono sovrapposti, quello di Lago d'Arno seppur con lo stesso andamento presenta, a causa della quota più elevata, temperature inferiori di 5,8-8,7°C. Le estati sono temperate e i valori medi massimi si registrano solitamente nel mese di luglio, con 20,4-20,5°C a Breno e Clusone e 11,8°C a Lago d'Arno. Gli inverni sono rigidi e i valori medi minimi si osservano a gennaio, con 0,9°C e 1,8°C a Breno e Clusone, rispettivamente, e -4,6°C a Lago d'Arno.

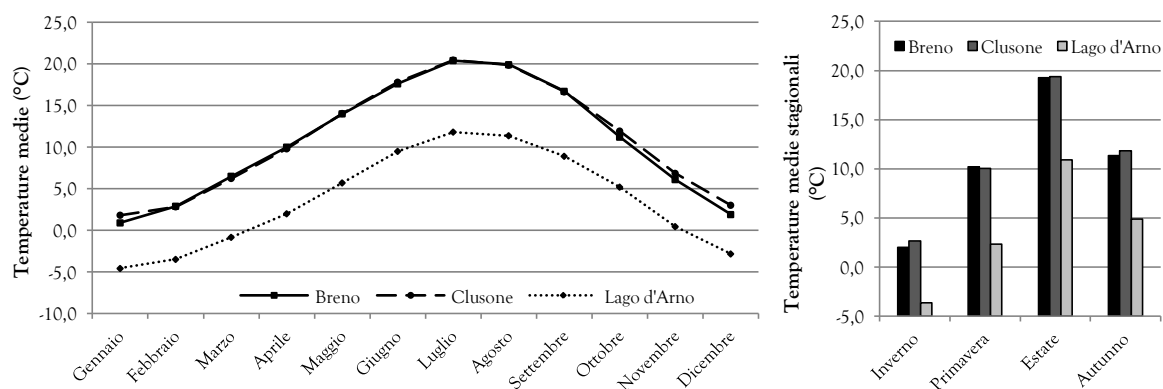


Figura 37 - Temperature medie mensili e stagionali nel trentennio 1954-1986 registrate nelle tre stazioni di Breno (312 m s.l.m.), Clusone (648 m s.l.m.) e Lago d'Arno (1820 m s.l.m.).

Stazione	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic	Annui
Breno 312 m s.l.m.	0,9	2,9	6,5	10,0	14,0	17,6	20,4	19,9	16,7	11,2	6,1	1,9	10,7
	48,7	41,8	63,2	84,5	112,3	109,4	118,3	126,0	80,4	89,6	91,0	58,7	1023,9
Clusone 648 m s.l.m.	1,8	2,8	6,2	9,8	14,0	17,8	20,5	19,8	16,6	11,9	6,9	3,0	10,9
	61,5	51,3	99,7	121,3	161,1	143,1	145,2	142,2	114,0	138,3	126,6	83,2	1397,4
Lago d'Arno 1820 m s.l.m.	-4,6	-3,5	-0,8	2,0	5,7	9,5	11,8	11,4	8,9	5,2	0,5	-2,8	3,6
	70,1	53,2	75,7	103,4	155,6	146,9	146,7	154,7	126,5	145,7	127,3	76,6	1382,4

Tabella 1 - Temperature e precipitazioni medie mensili e annue relative al periodo 1954-1986.

Il Piano Naturalistico Comunale dell'ambito territoriale della Valle di Scalve riporta dati pluviometrici della stazione di Dezzo di Scalve (752 m s.l.m.) relativi al periodo 1951-1988, pubblicati negli Annali Idrografici dell'Ufficio Idrografico del Po, e dati termici per il periodo 1955-1984 forniti dalla Comunità Montana della Valle di Scalve. Tuttavia, come precedentemente menzionato, i dati pluviometrici relativi alla stazione di Dezzo sono disponibili sul sito dell'Ufficio Idrografico del Po solo a partire dal 1962. Il diagramma termico di Dezzo presenta un andamento simile a quello delle altre stazioni, con temperature medie del mese più caldo, luglio, pari a 16,2°C e temperature medie del mese più freddo, gennaio, di -0,9°C. Nonostante la minima differenza di quota, le temperature medie annue di Dezzo sono fino a 4,7 °C inferiori rispetto a quelle di Clusone.

Stazione	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic	Annui
Dezzo di Scalve 752 m s.l.m.	-0,9	0,7	3,8	7,2	10,9	13,9	16,2	15,3	11,9	7,6	3,4	-0,3	7,5
	77,6	70,1	128,2	118,7	171,8	161,1	147,6	166,4	148,1	144,0	198,2	70,9	1602,7

Tabella 2 - Temperature e precipitazioni medie mensili e annue relative al periodo 1951-1988 (Piano Naturalistico Comunale della Valle di Scalve).

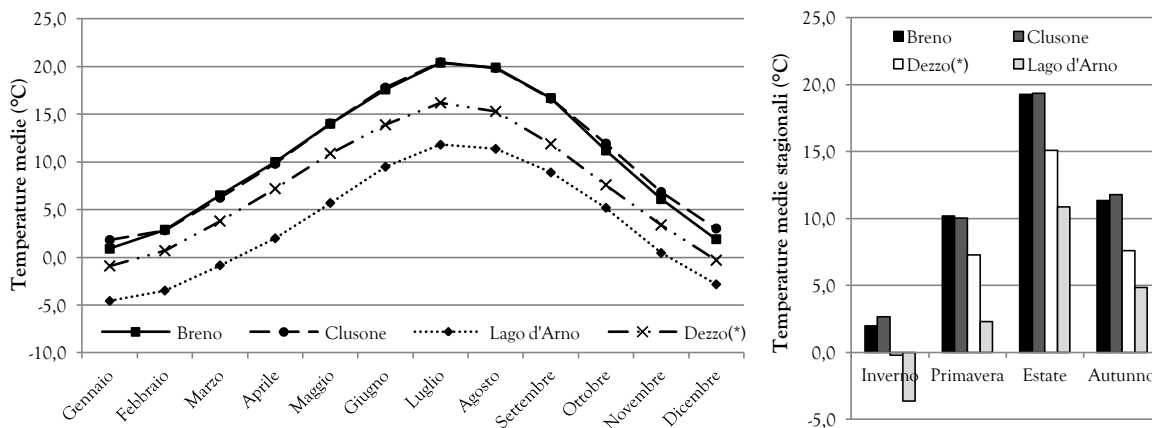


Figura 39 - Temperature medie mensili e stagionali nel trentennio 1955-1984 registrate nelle stazioni di Breno (312 m s.l.m.), Clusone (648 m s.l.m.), Dezzo (751 m s.l.m.) e Lago d'Arno (1820 m s.l.m.). (*) Dati provenienti dal Piano Naturalistico Comunale della Valle di Scalve.

Per la ricostruzione dell'evoluzione climatica storica é stata scelta la stazione di Clusone perché la più vicina tra quelle analizzate di cui si dispone un record trentennale. Gli scarti fra i valori medi osservati nel trentennio 1954-1986 e i valori medi di riferimento WMO (*World Meteorological Organization*) calcolati sul trentennio 1961-1990 definiscono le anomalie meteorologiche.

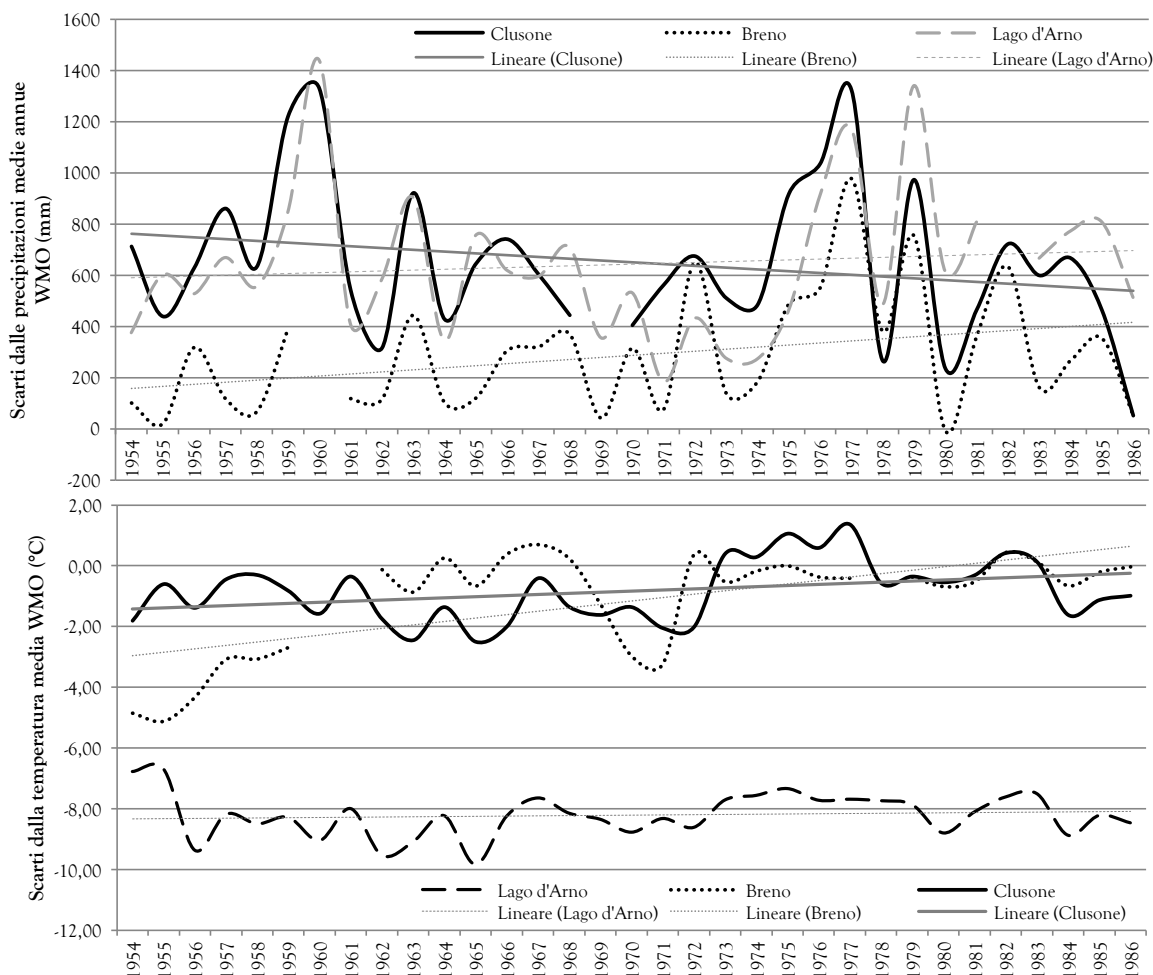


Figura 38 - Scarti delle precipitazioni medie annue e delle temperature medie annue del trentennio 1954-1986 dai valori medi di riferimento WMO del trentennio 1961-1990 con le rispettive linee di tendenza.

Tra il 1954 e il 1986 si evidenzia la tendenza al decremento delle precipitazioni medie annue nella stazione di Clusone, mentre nelle stazioni di Breno e Lago d'Arno si osserva un incremento della piovosità. Gli anni particolarmente piovosi, 1959-1960, 1976-1977 e 1979, corrispondono a pulsazioni fortemente positive dello scarto dalle precipitazioni medie annue nazionali (734 mm) e sono riscontrabili in tutte e tre le stazioni, anche se con intensità diversa. Lo stesso vale per gli anni con piovosità più scarsa, 1968-1970, 1980 e 1986. Più o meno marcata è la tendenza all'incremento delle temperature medie annue registrata nel trentennio 1954-1986, sottolineata nei grafici (Figura 8) da rette di regressione. Le oscillazioni delle temperature medie annue raggiungono un'ampiezza di 4°C nelle stazioni di Breno e Clusone, mentre a quote più elevate le oscillazioni sono meno accentuate e superano di poco i 2°C.

I regimi termici e pluviometrici osservati sono compatibili con il Clima temperato umido senza stagione secca (Cfb) della classificazione di Köppen-Geiger (Kottek *et al.*, 2006). La precipitazioni medie annue osservate nelle tre stazioni analizzate sono conformi alla Carta delle precipitazioni medie annue del territorio alpino lombardo (registrate nel periodo 1891-1990) redatta dalla Regione Lombardia (Ceriani, Carelli, 2000). La carta riporta, infatti, precipitazioni medie annue comprese fra 1500 e 1600 mm nell'area del Massiccio della Presolana.

Nonostante il regime macroclimatico di Breno, Clusone e Lago d'Arno corrisponda a quello di Dezzo di Scalve, le differenze altitudinali, orografiche e di esposizione dei versanti, generano variazioni a scala locale, la cui caratterizzazione richiederebbe analisi più approfondite.

L'assenza di dati termici e pluviometrici giornalieri per la stazione di Dezzo di Scalve non ha consentito di stimare l'entità delle precipitazioni nevose. Dal 1983 al 2001 è stata attiva una stazione nivometrica nei pressi della Malga bassa Polzone (1580 m s.l.m.), successivamente trasferita a Cima Bianca (2088 m s.l.m.). I dati non sono direttamente paragonabili a causa della diversa quota e della diversa esposizione dei versanti delle due postazioni, ma sono correlabili attraverso interpolazioni lineari. Le misurazioni effettuate Corpo Forestale dello Stato riguardano solo i periodi invernali e primaverili di apertura degli impianti, pertanto la serie di dati è incompleta e non fornisce indicazioni accurate sul manto nevoso. Nel periodo 1983-2007 è stata registrata una precipitazione nevosa media annua di 280,7 cm, con un'altezza massima del manto nevoso di 163,4 cm. La durata della permanenza del manto nevoso dipende non solo dall'entità delle precipitazioni nevose, ma anche dalla loro distribuzione e da fattori topografici come esposizione e inclinazione dei versanti. Il versante settentrionale del Massiccio della Presolana, esposto a NNE, non è lambito dal sole per l'intera durata della stagione invernale e questo certamente favorisce la permanenza della copertura nevosa. Il periodo di innevamento, a quote superiori ai 1700 m s.l.m. si protrae da ottobre a maggio e con esso la permanenza del manto nevoso.

Considerata l'elevata variazione altimetrica all'interno dell'area di studio è opportuno applicare un gradiente termico verticale per una più precisa caratterizzazione termica. A partire dalle temperature medie mensili registrate nel trentennio 1954-1986 nelle tre stazioni di Breno, Clusone e Lago d'Arno, è stata operata una regressione lineare per mese (Figura 9). Il gradiente termico ottenuto ha consentito di estrapolare i dati termici a tutte le quote comprese fra 1000 e 2500 m s.l.m.. I dati termici sono stati estrapolati anche a quota 752 m s.l.m. e confrontati con quelli misurati a Dezzo nel periodo 1951-1988, rispetto ai quali risultano più elevati di 1,8°C in media per ciascun mese.

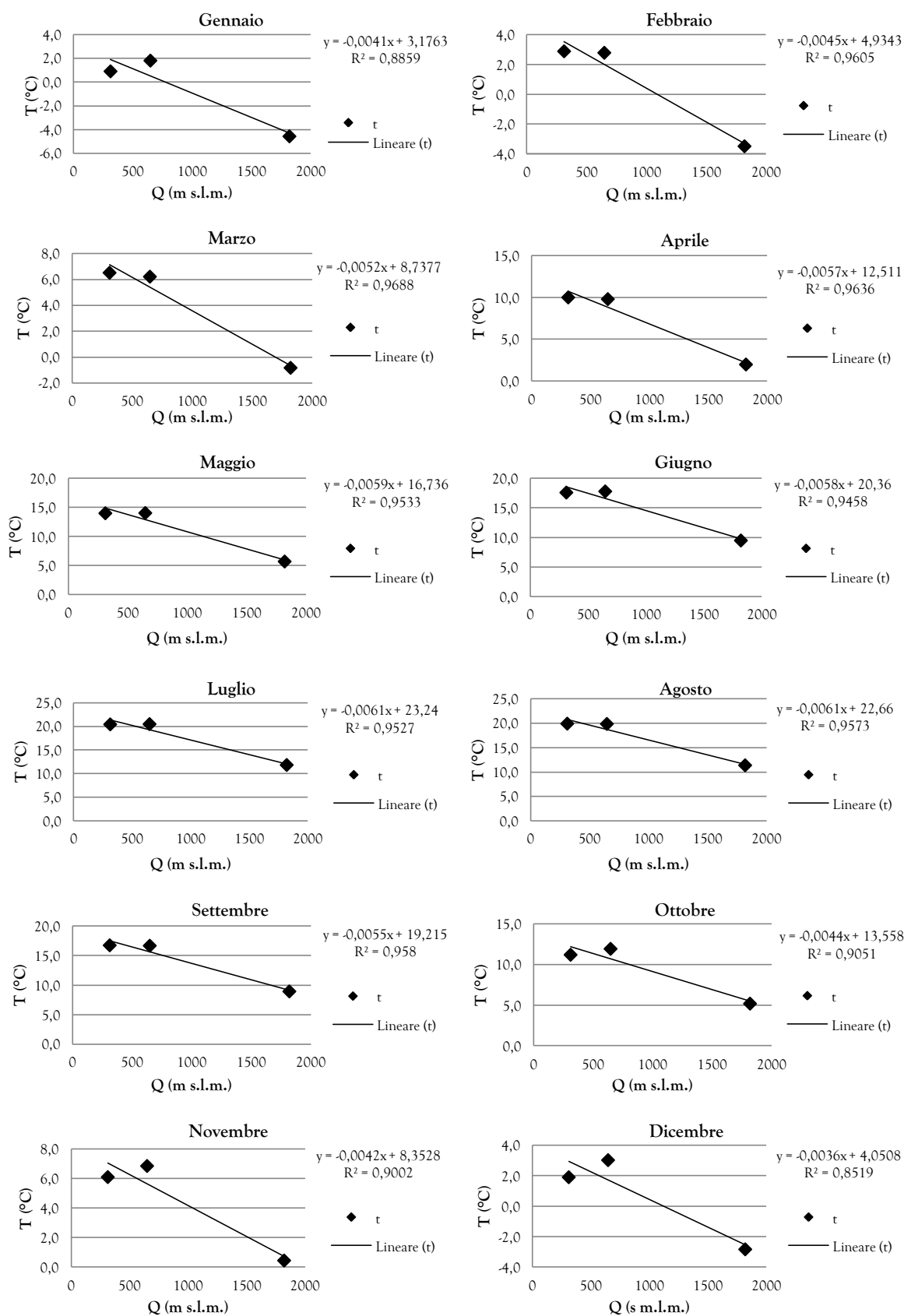


Figura 40 - Regressioni lineari per mese operate al fine di estrapolare un gradiente latitudinale attendibile.

Quota (m s.l.m.)	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100	2200	2300	2400	2500
Gennaio	-0,9	-1,3	-1,7	-2,2	-2,6	-3,0	-3,4	-3,8	-4,2	-4,6	-5,0	-5,4	-5,8	-6,3	-6,7	-7,1
Febbraio	0,4	0,0	-0,5	-0,9	-1,4	-1,8	-2,3	-2,7	-3,2	-3,6	-4,1	-4,5	-5,0	-5,4	-5,9	-6,3
Marzo	3,5	3,0	2,5	2,0	1,5	0,9	0,4	-0,1	-0,6	-1,1	-1,7	-2,2	-2,7	-3,2	-3,7	-4,3
Aprile	6,8	6,2	5,7	5,1	4,5	4,0	3,4	2,8	2,3	1,7	1,1	0,5	0,0	-0,6	-1,2	-1,7
Maggio	10,8	10,2	9,7	9,1	8,5	7,9	7,3	6,7	6,1	5,5	4,9	4,3	3,8	3,2	2,6	2,0
Giugno	14,6	14,0	13,4	12,8	12,2	11,7	11,1	10,5	9,9	9,3	8,8	8,2	7,6	7,0	6,4	5,9
Luglio	17,1	16,5	15,9	15,3	14,7	14,1	13,5	12,9	12,3	11,7	11,0	10,4	9,8	9,2	8,6	8,0
Agosto	16,6	16,0	15,3	14,7	14,1	13,5	12,9	12,3	11,7	11,1	10,5	9,9	9,2	8,6	8,0	7,4
Settembre	13,7	13,2	12,6	12,1	11,5	11,0	10,4	9,9	9,3	8,8	8,2	7,7	7,1	6,6	6,0	5,5
Ottobre	9,2	8,7	8,3	7,8	7,4	7,0	6,5	6,1	5,6	5,2	4,8	4,3	3,9	3,4	3,0	2,6
Novembre	4,2	3,7	3,3	2,9	2,5	2,1	1,6	1,2	0,8	0,4	0,0	-0,5	-0,9	-1,3	-1,7	-2,1
Dicembre	0,5	0,1	-0,3	-0,6	-1,0	-1,3	-1,7	-2,1	-2,4	-2,8	-3,1	-3,5	-3,9	-4,2	-4,6	-4,9
Medie	8,0	7,5	7,0	6,5	6,0	5,5	5,0	4,5	4,0	3,5	2,9	2,4	1,9	1,4	0,9	0,4

Tabella 3 - Variazione delle temperature in funzione della quota. Dati estrapolati con regressioni lineari per mese.

L'applicazione delle equazioni di regressione al rapporto fra altitudine e temperatura dell'aria pone l'area di studio agli estremi del Clima temperato umido senza stagione secca (Cfb), avvicinandolo al Clima della tundra (ET) della classificazione di Köppen-Geiger (Kottek *et al.*, 2006). Nelle aree montane, sopra i 1500 m s.l.m., gli effetti dell'altitudine possono portare alla rapida successione di condizioni climatiche differenti, che, nel caso specifico assumono i tratti del Clima della tundra, indicato come ETH, dove H indica l'effetto dell'altitudine. Tra 1800 e 2000 m s.l.m., altitudine a cui si estende l'altopiano glacio-carsico del Mare in Burrasca, le temperature medie dei soli mesi di luglio e agosto superano i 10°C e le temperature medie dei mesi invernali sono inferiori a -3°C. La stagione estiva è fresca e breve, mentre quella invernale è abbastanza rigida. Si tenga presente inoltre che le temperature ottenute potrebbero essere di qualche grado più elevate di quelle misurabili.

Per l'estrapolazione di dati termici più precisi sarebbe necessario scegliere un maggior numero di stazioni, più vicine tra loro e all'area di studio e con condizioni locali più uniformi, soprattutto per quanto riguarda l'esposizione dei versanti.

INQUADRAMENTO PEDOLOGICO

Secondo quanto riportato nella Carta Pedologica 1:250.000, scaricabile dal Geoportale della Regione Lombardia, l'area di studio ricade nella regione pedologica denominata "Prealpi (Alpi centrali e orientali su rocce sedimentarie calcaree)", nella provincia "Prealpina interna orobico bresciana" e in particolare nel distretto "Orobie prealpine orientali". Nell'area di studio figurano due tipologie principali di suoli, classificate secondo il sistema *World Reference Base for Soil Resources* (WRB) derivato dalla carta FAO-UNESCO: *Leptosols* e *Cambisols*.

Secondo la Carta Pedologica, i *Leptosols* occupano il 72,7% del territorio in esame. Particolarmente comuni nelle regioni montane, i *Leptosols* includono anche le rocce affioranti, considerate *non-soils* in molti sistemi di classificazione. Come suggerisce la radice greca *leptos*, si tratta di suoli molto sottili limitati in profondità da uno strato roccioso continuo ed estremamente ricchi in frazione grossolana. Sono definiti come suoli limitati in profondità, a 30 cm dalla superficie, da uno strato continuo di roccia parentale o da materiale calcareo con un contenuto di $\text{CaCO}_3 > 40\%$ o da uno strato cementato continuo, o aventi meno del 20% di materiale fine entro i 75 cm dalla superficie. Gli unici orizzonti diagnostici sono un orizzonte A mollico, umbrico od ocrico oppure un orizzonte petrocalcico con o senza un orizzonte cambico. All'interno dei *Leptosols* si differenziano, sulla base di caratteristiche risultanti da processi pedogenetici secondari, diverse unità secondarie: *Gelic* (con presenza di permafrost), *Lithic* (con una profondità inferiore a 10 cm), *Rendzic* (con alto contenuto di CaCO_3), *Umbric* (anche noti come *Rankers*), *Mollic* (con un orizzonte mollico), *Eutric* (con una saturazione in basi superiore al 50%) e *Dystric* (con una saturazione in basi inferiore al 50%) *Leptosols*. Nello specifico, la Carta Geologica e la Carta Ecopedologica suggeriscono che l'area di studio sia interessata da *Rendzic Leptosols*, suoli sviluppatasi su materiali fortemente calcarei, poco profondi e poco evoluti, con scarsa differenziazione del profilo. Si tratta infatti di suoli sottili caratterizzati da un unico orizzonte diagnostico, un orizzonte A mollico direttamente sovrapposto a materiali fortemente calcarei. Composto prevalentemente dalla frazione minerale legata a sostanze umiche, l'orizzonte mollico, si forma in suoli ben drenati, da subacidi ad alcalini, con una saturazione in basi superiore al 50% e una macrostruttura granulare, porosa e friabile. Caratteristici sono l'accumulo di sostanza organica in superficie e la presenza di un *mull* molto attivo, con un pH generalmente superiore a 6.

I *Cambisols* rappresentano il restante 27,3% dell'area di studio. Questo RSG è particolarmente ben rappresentato nelle regioni temperate e boreali che hanno subito l'effetto delle glaciazioni durante il Pleistocene, in parte perché il materiale parentale del suolo è ancora giovane, ma anche perché la formazione del suolo è più lenta nelle regioni con basse temperature. Il termine equivalente in *Soil Taxonomy* è *Inceptisols*, che, come suggerisce la radice latina *inceptum*, indica suoli caratterizzati da una fase non molto avanzata della pedogenesi, con una scarsa differenziazione degli orizzonti. Si tratta di suoli in una fase iniziale di formazione. La trasformazione della roccia madre è resa evidente sia dalla colorazione bruna sotto l'orizzonte di superficie che segnala l'inizio della pedogenesi, sia dall'aumento della percentuale di argilla e dalla rimozione dei carbonati. L'alterazione della roccia madre è tuttavia modesta con una scarsa liberazione di composti di Fe e Al. Non si osservano orizzonti con apprezzabili quantità di argille di illuviazione o di materiale organico. I *Cambisols* possono possedere un orizzonte

te cambico, che mostri alterazione rispetto al materiale sottostante, o un orizzonte mollico, con una saturazione in basi di almeno il 50%.

In particolare i suoli dell'altopiano glacio-carsico del "Mare in Burrasca" posti sopra i 1800 m sono ascritti ai *Leptosols*, così come le rocce affioranti dei massicci carbonatici della Presolana, del Ferrante, del Pizzo di Petto e del Vigna Vaga e i depositi di versante incoerenti ai piedi di questi. Secondo quanto riportato nella Carta Pedologica 1:250.000 i *Leptosols* del "Mare in Burrasca" sono molto sottili, inferiori a 30 cm, e alcalini, con un pH di circa 8,1.



Figura 41 - *Leptosols* del "Mare in Burrasca".

L'impronta del chimismo della roccia madre è ben visibile in questi suoli giovani e immaturi, in cui le caratteristiche del suolo effettivamente riflettono quelle del materiale di partenza, i calcari della Formazione di Breno. La composizione mineralogica della roccia madre influisce notevolmente sulle caratteristiche chimiche del suolo che vi si origina. La pedogenesi è particolarmente lenta su rocce carbonatiche, a prescindere dal loro grado di coerenza. Infatti, i carbonati sono forti agenti tampone del suolo e neutralizzano l'azione acidificante dei donatori di idrogenioni formando bicarbonato solubile. Le rocce calcaree sono soggette a forte dissoluzione, ma se la roccia madre rifornisce carbonati, l'effetto tampone rimane efficace e consente di mantenere un pH compreso tra 6,2 e 8,6. La presenza di calcare attivo all'interno del profilo determina la formazione di composti umici poco evoluti e strettamente legati alla frazione minerale, che si accumulano in orizzonti A molto sviluppati. L'alterazione è lenta e incompleta, pertanto non si ha la formazione di orizzonti B. Gli orizzonti A sovrastano direttamente gli orizzonti C, con roccia madre scarsamente alterata, o R, *parent material* inalterato. Il residuo insolubile della dissoluzione delle rocce carbonatiche generalmente consiste di minerali argillosi e di ossidi sia primari sia secondari derivanti dalla ricombinazione degli elementi contenuti in tracce nei carbonati. Questi residui prendono il nome di Terre rosse e sono responsabili dell'impermeabilizzazione del fondo delle doline di dissoluzione che si riscontrano nell'area di studio (e.g. Lago di Polzone) ed ascritte ai *Leptosols*. Le Terre rosse sono considerate lo stadio ultimo della pedogenesi, in cui l'effetto della roccia madre può apparentemente considerarsi terminato (Certini, Ugolini, 2010).

I *Leptosols* dei massicci carbonatici invece risultano profondi 50 cm e con un pH acido, pari a 4,6. Queste aree, tuttavia, sono in gran parte interessate da affioramenti rocciosi del Calcere di Esino o da depositi di versante che poco si conciliano con suoli profondi e acidi.

I suoli di quote inferiori sono invece ascritti ai *Cambisols* con profondità da 35 a 63 cm e pH di 5,4-6,2. Con il procedere della pedogenesi si assiste alla riduzione dell'influenza del *parent material* sul suolo in evoluzione. Finché gli apporti di versante compensano le perdite per decarbonatazione (progressiva perdita di CaCO_3 che, per effetto di acque cariche di CO_2 , diviene $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ solubile), continuano a svilupparsi i suoli calcimagnesiaci umiferi. I suoli calcimagnesiaci divengono particolarmente umiferi se ospitano foreste di conifere, le cui foglie, intrise di sostanze resinose, risultano

difficilmente decomponibili. In conseguenza alla totale rimozione dei carbonati e della loro azione tampone, si innescano processi di brunificazione che consentono la formazione di ossidi di Fe e il loro accumulo in un orizzonte cambico Bw.

I complessi litologici calcareo-dolomitici triassici dell'area in esame danno dunque origine a suoli con diverso grado di evoluzione: i *Rendzic Leptosols*, suoli primitivi, sottili e alcalini, e i *Cambisols* brunificati, suoli più evoluti, profondi e subacidi, con attenuazione dei caratteri tipici dei suoli carbonatici più primitivi.

I dati scaricabili dal Geoportale della Lombardia forniscono indicazioni circa la profondità e la permeabilità dei suoli del territorio in esame. I suoli più profondi (tra i 30 e 50 cm) e presumibilmente evoluti, si riscontrano a quote inferiori, in prossimità di Malga Polzone, mentre a quote più elevate i suoli sono sottili e con scarsa differenziazione in orizzonti (meno di 30 cm). Si osserva inoltre un'elevata permeabilità in quasi tutto il territorio, confermata dall'assenza di un reticolo idrico superficiale, aspetto tipico delle aree carsiche. Fanno eccezione i suoli a ridotta permeabilità nei pressi di Malga Polzone e in località Pian di Vione che si riscontrano in corrispondenza rispettivamente di affioramenti della facies marnosa del Calcare di Prezzo e delle vulcanoclastiti della Formazione di Wengen, litologie meno solubili e meno permeabili.

I processi pedogenetici sono regolati da una combinazione di fattori ambientali ben descritta dall'equazione di Jenny, $S = f(\text{cl}, \text{o}, \text{r}, \text{p}, \text{t})$, secondo cui il suolo S è funzione di clima cl, organismi o, rilievo r, roccia madre o *parent material* p, tempo t. Il clima controlla la velocità della pedogenesi, direttamente, attraverso il dilavamento e l'alterazione, ma anche indirettamente, stabilendo la vegetazione climacica e modellando le forme del paesaggio. Coerenza, tessitura e composizione mineralogica della roccia madre influiscono sulla rapidità della pedogenesi e determinano le caratteristiche fisico-chimiche del suolo di neoformazione. Anche gli organismi, seppur in diversa misura modificano le caratteristiche del suolo: gli organismi vegetali forniscono sostanza organica e gli organismi eterotrofi degradano la sostanza organica attraverso la mineralizzazione o l'umificazione. La situazione topografica della superficie su cui si forma un suolo infine, condiziona fortemente le caratteristiche del suolo stesso. Ci si attende che i suoli nelle posizioni sommitali dei rilievi, ben drenati, contengano una bassa saturazione in basi e una limitata quantità di sostanza organica; i suoli lungo i pendii, specialmente quelli alla spalla, siano profondamente interessati da fenomeni erosivi e pertanto poco spessi; i suoli alla base del pendio siano invece profondi, sia perché raccolgono il materiale eroso a monte sia perché, ricevendo più acqua, sostengono una vegetazione rigogliosa e pertanto accumulano sostanza organica. Questa successione sembra essere rispettata nei suoli dell'area in esame.

Ulteriori informazioni sui suoli derivano dalla Carta Ecopedologica d'Italia in scala 1:250.000, disponibile sul Geoportale Nazionale del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare. L'area di studio ricade principalmente nella regione dei "Rilievi alpini con materiale parentale definito da rocce sedimentarie calcaree e clima temperato montano" (SR n°1), mentre la porzione settentrionale risulta ascritta alla regione dei "Rilievi alpini con materiale parentale definito da rocce ignee e metamorfiche e clima temperato montano" (SR n°2). Tuttavia la Carta Geologica 1:10.000 e le osservazioni effettuate su campo non rivelano la presenza di substrati ignei o metamorfici laddove indicato dalla Carta Ecopedologica. È ragionevole supporre che questa incongruenza sia da attribuire alla ridotta precisione derivante dalla piccola scala della Carta Ecopedologica. Nella SR n°1, si rico-

noscono due sottoregioni: "Creste strette e picchi delle catene montuose di medio-alta quota delle Alpi meridionali, dalle Alpi Orobie alle Carniche, con lunghi versanti complessi, incisi da strette valli secondarie" (SSR 1d); "Porzioni medie e inferiori dei lunghi e complessi versanti delle valli alpine principali e montagne di medio-bassa quota delle Prealpi lombarde orientali e veneto-friulane, profondamente incise nelle aree montuose" (SSR 1g). Nella sottoregione SSR 1d ricade l'unità ecopedologica "Dolomie, calcari dolomitici e calcari" UE01.08 che sviluppa su pendii ripidi o molto ripidi, a quote comprese tra 1200 e 2200 m s.l.m. su substrati dolomitici o calcarei prevalentemente pregiurassici. Si tratta di aree in roccia nuda e praterie basofile o che ospitano foreste di caducifoglie mesofile o miste, ma anche boscaglie a *Pinus mugo*. I suoli dominanti sono *Calcaric Leptosol*, *Rendzic Leptosol* ed *Eutri-Leptic Cambisol*. Nella sottoregione SSR 1g si ha l'unità ecopedologica "Dolomie, calcari, calcari marnosi e dolomitici" UE01.14 che si sviluppa a quote comprese tra 300 e 1000 m s.l.m., in valli e bassi versanti da ripidi a molto ripidi con substrati dolomitici, calcarei o calcareo-marnosi mesozoici. Dominano *Eutric Cambisol*, *Skeleti-Calcaric Cambisol* e *Haplic Luvisol* ospitanti foreste miste e foreste di caducifoglie mesofile. L'area di studio è interessata prevalentemente dall'UE01.14, mentre l'UE01.08 è confinata alla zona del Monte Ferrante e delle vette che delimitano l'alta Val Conchetta.

È interessante sottolineare la presenza nell'area di studio di litologie non calcaree come le arenarie vulcanoclastiche della Formazione di Wengen, le marne argillose della Formazione di Buchenstein e le Argilliti di Lozio, sulle quali ci si attende lo sviluppo di suoli più acidi, anche se non cartografati né nella Carta Pedologica né nella Carta Ecopedologica, entrambe in scala 1:250.000. I principali affioramenti non carbonatici si rinvennero nella località di Pian di Vione, lungo il crinale di Cima Verde e in corrispondenza della superficie di *thrust* nei pressi del Rifugio Albani. I pendii orientali di Cima Verde, costituita dalle arenarie vulcanoclastiche della Formazione di Wengen, ospitano un'ontaneta boreale ad *Alnus viridis*. Gli individui del genere *Alnus* ospitano nelle proprie actinorrize o noduli radicali, actinomiceti azotofissatori della specie *Frankia alni*. Le relazioni simbiotiche con organismi azotofissatori possono promuovere o accentuare l'acidificazione dei suoli.

La Carta della Capacità d'uso dei suoli o *Land Capability Classification* (LCC) è finalizzata a valutare le potenzialità produttive per utilizzi agro-silvo-pastorali così da preservare la risorsa suolo in un'ottica di gestione sostenibile. Le caratteristiche di profondità, pietrosità, fertilità di un suolo e quelle ambientali di pendenza, inondabilità, rischio di erosione e limitazioni climatiche consentono di suddividere i suoli in otto classi con limitazioni di uso crescente: le classi I-IV racchiudono i suoli più versatili, adatti sia ad uso agricolo che zootecnico; le classi V-VII includono suoli poco adatti all'uso agricolo, sfruttabili per il pascolo e la forestazione; la classe VIII rappresenta suoli con restrizioni tali da precludere qualsiasi attività agro-silvo-pastorale. I suoli del 70,7% del territorio in esame sono ascritti alla classe VIII e quindi non idonei alle attività agro-silvo-pastorali, ma solo a finalità di conservazione. Il restante 28,2% è interessato da suoli appartenenti alla classe VII e solo l'1,1% da suoli di classe VI (nei pressi di Malga bassa Polzone). Malga Conchetta e Malga alta Polzone non sono più sfruttate, mentre Malga bassa Polzone è ancora in attività.

INQUADRAMENTO FLORISTICO-VEGETAZIONALE

Il clima esercita un controllo dominante sulla distribuzione dei principali tipi di vegetazione (Pignatti, 2011). Una buona descrizione del clima è data dai fattori climatici, generalmente ben espressi dai valori medi di temperature e precipitazioni. Temperature medie annue e mensili in particolare sono indicative della disponibilità termica annua, ma sono i valori estremi, massimi e minimi assoluti, che maggiormente condizionano la crescita e limitano la distribuzione dei tipi di vegetazione. Anche l'escursione termica media annua e i regimi di precipitazione hanno importanti ripercussioni sullo sviluppo della vegetazione. A scala locale inoltre, numerosi altri fattori ecologici, come quelli edafici, interferiscono con l'evoluzione della successione cimacica, che è pura espressione del clima della regione.

Sulla base della descrizione del regime termico e pluviometrico di una stazione e delle sue caratteristiche ecologiche, è possibile determinare la vegetazione potenziale, che rappresenta il "potenziale biotico attuale" in termini di composizione specifica (Pignatti, 2011). La vegetazione potenziale si esprime per effetto delle caratteristiche climatiche, edafiche, sia la disponibilità di acqua e nutrienti sia la profondità dei suoli, e biotiche, come la competizione interspecifica. Si tratta di un modello che mostra la sua validità nella capacità descrittiva del rapporto fra comunità e ambiente fisico soprattutto a piccola scala, mentre i suoi limiti sono osservabili a grande scala dove le influenze antropiche sono più evidenti. Il confronto fra la vegetazione potenziale e la vegetazione reale è, infatti, indicativo della portata dell'intervento antropico.

CARATTERIZZAZIONE BIOCLIMATICA E VEGETAZIONE POTENZIALE

La base dell'inquadramento bioclimatico è fornita dal climogramma di Walter-Lieth (Figura 10), rappresentazione in un unico diagramma, particolarmente informativo, dei dati termici e pluviometrici medi mensili. La stazione più vicina all'area di studio è quella di Dezzo di Scalve, posta fino al 2001 a 752 m s.l.m. e poi spostata a 599 m s.l.m., per la quale sono disponibili solamente dati pluviometrici. Il Piano Naturalistico Comunale dell'ambito territoriale della Valle di Scalve riporta le temperature medie mensili a Dezzo di Scalve relative al periodo 1955-1984, fornite dalla Comunità Montana della Valle di Scalve. Sulla base di questi dati è possibile costruire un climogramma di Walter-Lieth relativo al periodo 1955-1984, ma non si hanno informazioni sulle temperature massime e minime mensili, quelle che maggiormente condizionano la crescita e la distribuzione dei tipi di vegetazione. È stato realizzato un climogramma di Walter-Lieth relativo al periodo 1955-1984 anche per la stazione di Clusone, 648 m s.l.m., per la quale, invece, sono disponibili le temperature massime e minime mensili e assolute. Dal confronto con i dati climatici relativi all'ultimo decennio, 2005-2015, emerge che il regime termico e quello pluviometrico non hanno subito notevoli variazioni, nonostante la stazione sia stata trasferita a una quota di circa 100 m inferiore, 564 m s.l.m.. Le temperature sembrano infatti aumentare in primavera e in estate, ma diminuiscono in autunno e in inverno; è possibile che, a quote inferiori, si risenta maggiormente del fenomeno dell'inversione termica. Tuttavia, mentre nel trentennio 1954-1986 la massima piovosità si registrava nel mese di maggio, con 161,1 mm, nel decennio 2005-2015, questa si registra a novembre, con 201,9 mm. Rispetto al trentennio storico, nell'ultimo decennio le precipitazioni risultano dimezzate nella stagione invernale e

più abbondanti in estate e in autunno. È necessario sottolineare che i dati relativi ad un solo decennio non sono sufficienti per trarre conclusioni sulle oscillazioni climatiche dagli anni 50 ad oggi, il cui studio richiederebbe una serie di temperature o precipitazioni di almeno venti o trent'anni.

Il clima di Clusone, in accordo con la classificazione di Köppen-Geiger (Kottek *et al.*, 2006), è temperato umido senza stagione secca (Cfb). L'escursione termica media annua non particolarmente accentuata (18,7°C) conferma la presenza di un clima oceanico. Le precipitazioni sono abbondanti e ben distribuite durante l'anno, massime nei periodi equinoziali e in estate, la stagione più piovosa. I valori minimi si riscontrano in inverno, quando le precipitazioni possono assumere carattere nevoso. Il regime pluviometrico è di tipo suboceanico prealpino.

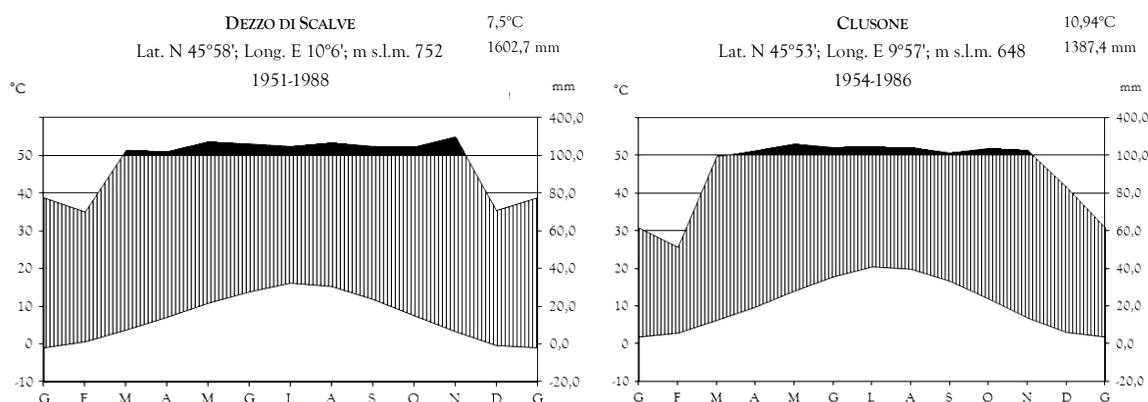


Figura 10 - Climogrammi di Walter-Lieth relativi alle stazioni di Dezzo di Scalve e Clusone. Le precipitazioni cumulative mensili che eccedono i 100 mm sono ridotte a un decimo e rappresentate in nero.

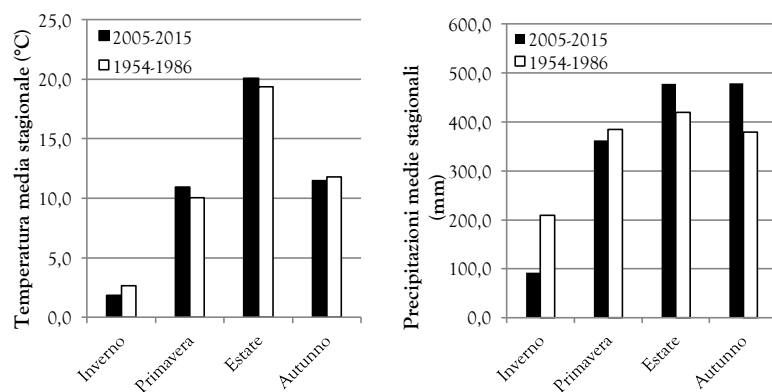


Figura 11 - Confronto fra le temperature e le precipitazioni medie stagionali registrate nel trentennio 1954-1986 a Clusone (648 m s.l.m.) e quelle registrate nel decennio 2005-2015 sempre a Clusone (564 m s.l.m.). Le principali variazioni si osservano nella distribuzione delle precipitazioni nell'arco delle stagioni.

Sui dati termici delle stazioni di Clusone, Breno e Lago d'Arno è stata operata una regressione lineare per mese (si veda Inquadramento climatico) al fine di estrapolare le temperature ad ogni quota e di spazializzare i dati delle stazioni. A quote superiori di 1800 m s.l.m. l'effetto dell'altitudine è tale da alterare il regime termico: solo due mesi all'anno presentano temperature medie superiori a 10°C. Per una caratterizzazione più precisa dell'area di studio, sarebbe necessario costruire la regressione lineare utilizzando i dati di stazioni più vicine tra loro e con esposizioni più simili a quella del versante all'ombra della parete settentrionale del Massiccio della Presolana.

Le precipitazioni hanno una componente regionale abbastanza uniforme, con una quota cumulata compresa fra 1500 e 1600 mm annui (Ceriani, Carelli, 2000), ma le precipitazioni orografiche giocano un ruolo particolarmente importante in un regime suboceanico prealpino. Non è possibile pertanto spazializzare i dati pluviometrici delle stazioni.

DEZZO	T min (°C)	T med (°C)	T max (°C)	P (mm)	CLUSONE	T min (°C)	T med (°C)	T max (°C)	P (mm)
Gennaio	-3,58	0,09	3,76	77,6	Gennaio	-1,20	1,82	4,83	61,5
Febbraio	-2,56	1,55	5,75	70,1	Febbraio	-0,42	2,83	6,07	51,3
Marzo	0,38	4,83	9,31	128,2	Marzo	2,53	6,24	9,96	99,7
Aprile	3,62	8,22	12,85	118,7	Aprile	5,76	9,80	13,91	121,3
Maggio	7,59	12,30	16,97	171,8	Maggio	9,75	14,04	18,32	161,1
Giugno	11,01	16,00	20,88	161,1	Giugno	13,39	17,80	22,24	143,1
Luglio	13,34	18,65	23,82	147,6	Luglio	15,76	20,45	25,17	145,2
Agosto	13,14	18,07	22,92	166,4	Agosto	15,34	19,85	24,26	142,2
Settembre	10,39	15,08	19,63	148,1	Settembre	12,67	16,63	20,61	114,0
Ottobre	5,89	10,25	14,48	144,0	Ottobre	8,33	11,93	15,53	138,3
Novembre	1,53	5,19	8,90	198,2	Novembre	3,70	6,85	10,01	126,6
Dicembre	-2,20	1,34	4,78	70,9	Dicembre	0,14	3,02	5,90	83,2
	4,88	9,30	13,67	1602,7		7,15	10,94	14,73	1387,4

Tabella 4 - Temperature minime, medie e massime mensili e precipitazioni cumulate mensili relative al trentennio 1954-1986. A sinistra, dati pluviometrici della stazione di Dezzo di Scalve (752 m s.l.m.) e i relativi dati termici estrapolati con una regressione lineare per mese. A destra, dati termici e pluviometrici della stazione di Clusone (648 m s.l.m.).

Le caratteristiche climatiche di una stazione possono essere riassunte dagli indici bioclimatici.

L'Indice di termicità di Rivas-Martinez indica la disponibilità termica per una comunità durante la stagione più fredda rispetto alla media annua, partendo dal presupposto che le temperature del mese più freddo siano il fattore limitante per la crescita della vegetazione. Consente di stabilire la soglia delle grandi classificazioni bioclimatiche, ma è poco significativo in aree montuose.

L'Indice ombrotermico, I_o , pari a 14,4 per Dezzo di Scalve e 10,5 per Clusone, conferma che il clima vigente è temperato. Per quantificare l'azione combinata di precipitazioni e temperatura e quindi la disponibilità idrica per la comunità sono utili il Pluviofattore di Lang e l'Indice di De Martonne. Valori elevati, rispettivamente 126,8 e 66,3 per Dezzo e 172,3 e 83,0 per Clusone, indicano la presenza di un clima umido e perumido. Anche il Quoziente pluviometrico di Emberger, 289,0 per Dezzo e 219,5 per Clusone, definisce il clima umido.

L'Indice di continentalità termica corrisponde all'escursione termica media annua e indica un clima oceanico. L'Indice di Gams, calcolato per le regioni montuose, descrive la continentalità igrica, ovvero l'aridità della stazione. Entrambe le stazioni presentano un indice pari a $25^{\circ}46'$, suggerendo ancora una volta un clima oceanico. La pendenza della retta quantifica le precipitazioni orografiche, che aumentano notevolmente al crescere della quota.

La continentalità influenza fortemente la suddivisione ecologica in regioni forestali, regioni all'interno delle quali l'articolazione forestale è omogenea.

L'area di studio ricade interamente nella Regione Mesalpica orientale, dove temperature rigide e precipitazioni elevate favoriscono la coesistenza di faggeti nel piano montano e lariceti, mughete e anete boreali nel piano subalpino. Fa capo inoltre al Distretto Geobotanico Sudorobico (Andreis, 2002).

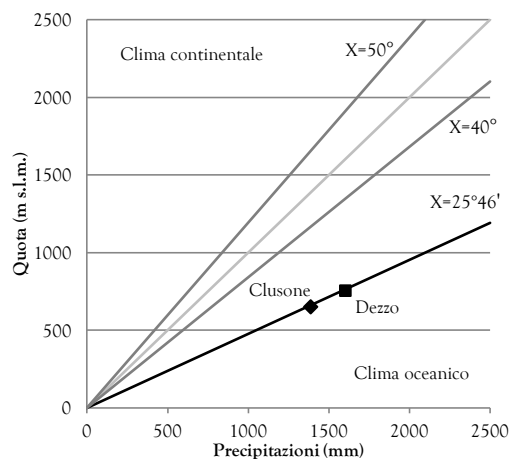


Figura 42 - Indice di Gams calcolato per le stazioni di Dezzo e Clusone.

Il Geoportale Nazionale del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare mette a disposizione la Carta fitoclimatica d'Italia in scala 1:250.000. Il bioclina dell'area di studio è temperato oceanico con un ombrotipo iperumido e un termotipo orotemperato o criotemperato a quote superiori a 1800 m s.l.m..

Secondo la Carta Bioclimatica d'Italia (Tomaselli *et al.*, 1973) l'area di studio appartiene alla zona bioclimatica a clima temperato, regione axerica fredda, con tre o sei mesi con temperatura media inferiore a 0°C. All'interno di questa, si riconoscono diverse sottoregioni: temperato fredda di tipo A, a quote inferiori, con vegetazione climacica rappresentata dalle faggete; moderatamente fredda oroigrotera, con quattro o sei mesi a temperatura media inferiore a 0°C, a quote superiori, dove dominano faggete e boschi di conifere; molto fredda, almeno sei mesi con temperatura media sotto 0°C, in cui la vegetazione è rappresentata da brughiere subalpine e praterie d'alta quota.

Il sistema di classificazione fitoclimatica (Pavari, 1916) delimita cinque zone sfruttando diversi parametri termici come la temperatura media annua, le temperature medie del mese più freddo e del mese più caldo o la temperatura media delle minime mensili annuali. L'area in esame è interessata: alle quote più basse dal *Fagetum*, zona termica temperata con temperature medie annue comprese fra 6 e 12°C e temperature del mese più freddo comprese fra -4 e 0°C; a quote superiori dal *Picetum*, zona termica fredda con temperature medie comprese fra 3 e 6°C e temperature medie del mese più freddo comprese fra -8 e -4°C; dall'*Alpinetum*, zona termica molto fredda con temperature medie anche inferiori a 0°C e temperature del mese più freddo inferiori a -8°C. Nella zona fitoclimatica del *Fagetum* caldo il raggruppamento vegetazionale più caratterizzante è la faggeta, mentre nel *Fagetum* freddo dominano le abetine e la pecceta montana medioeuropea. Nella zona del *Picetum* si osserva un graduale passaggio dalla pecceta montana a quella subalpina di impronta boreale. Nella zona di transizione tra *Picetum* e *Alpinetum* si localizza il lariceto subalpino, oltre il limite del quale, nella zona dell'*Alpinetum*, prendono il sopravvento le praterie naturali di quota.

La delimitazione delle soglie di vegetazione potenziale richiede l'individuazione di piani altitudinali, definiti su base climatica e in particolare termica. I territori a quote inferiori dell'area di studio ricadono nel piano montano, che comprende l'orizzonte montano inferiore delle latifoglie sciafile e l'orizzonte montano superiore delle aghifoglie di impronta medioeuropea, separati dal limite delle latifoglie. Segue il piano subalpino, con l'orizzonte subalpino inferiore delle aghifoglie di impronta boreale, delimitato superiormente dal limite del bosco, e l'orizzonte subalpino superiore degli arbusti contorti. Il limite degli alberi segna il passaggio al piano alpino, orizzonte alpino propriamente detto delle praterie, che si estende fino al limite della vegetazione continua. Oltre questo limite si sviluppa l'orizzonte altoalpino-subnivale del piano cacuminale, fino al limite delle fanerogame. A queste zonazioni altitudinali (Giacomini e Fenaroli, 1958) corrispondono le fasce di vegetazione (Pignatti, 1979), espressione del rapporto fra il clima e la regione floristica di pertinenza. Sotto il profilo floristico il versante nord-orientale del Gruppo della Presolana ricade nella Regione medioeuropea, Dominio centroeuropeo, Provincia alpina, Distretto alpino, Settore prealpino. Salendo in quota lungo il versante si riconoscono: fascia subatlantica, altitudine alla quale si osserva la massima espressione delle faggete, affiancate ad abetine; fascia boreale, caratterizzata da foreste sempreverdi di conifere e boschiglie a *Pinus mugo*, *Juniperus nana*, *Rhododendron hirsutum* e *Alnus viridis*; fascia alpica, costituita da praterie d'alta quota dominate da poche specie erbacee aggregate in popolamenti continui e discontinui.

Sulla base delle classificazioni e delle soglie bioclimatiche è possibile individuare dei piani altitudinali, la cui estensione è tuttavia fortemente condizionata dalla continentalità del clima, e aree caratterizzate dalla stessa potenzialità. Confrontando le temperature ottenute tramite regressione lineare alle varie altitudini con le soglie proposte da Pavari per le temperature medie annue, emerge che il *Fagetum* non dovrebbe estendersi oltre 1400 m s.l.m., il *Picetum* raggiungerebbe 2000 m s.l.m., da questa quota in poi si svilupperebbe l'*Alpinetum*. In base alle soglie per le temperature medie del mese più freddo, invece, il limite fra *Fagetum* e *Picetum* si individuerrebbe a 1700 m s.l.m., mentre non vi sarebbero le condizioni per lo sviluppo dell'*Alpinetum*. La classificazione fitoclimatica di Pavari è basata solamente su soglie termiche che, nonostante dipendano dalla continentalità climatica, non rispecchiano a pieno il regime pluviometrico.

Per meglio definire la vegetazione potenziale dell'area di studio è necessario correggere la zonazione altitudinale. Il regime suboceanico prealpino delle precipitazioni influenza notevolmente la zonazione altitudinale, la distribuzione delle comunità vegetali, i rapporti di dominanza fra le diverse specie e la quota del limite del bosco. È noto che i climi con oceanicità pronunciata privilegiano le latifoglie mesofile come il faggio, sfavorendo le conifere che, in ambienti umidi, sono maggiormente sensibili agli attacchi fungini. È lecito allora supporre che la zonazione altitudinale del territorio studiato veda un ampliamento dei domini di pertinenza del piano montano e della fascia subatlantica a scapito di quelli del piano subalpino e della fascia boreale. In climi oceanici il limite degli alberi dovrebbe essere quindi costituito dal faggio, che, più sensibile alle basse temperature (il mese più freddo non deve avere temperature inferiori a -4°C), sale meno in quota rispetto alle conifere, determinando un limite degli alberi più basso, rispetto a quello delle aree con un clima più continentale. Inoltre, le temperature medie del mese più freddo, su cui si basa la classificazione fitoclimatica di Pavari, non sono un fattore limitante così importante come le temperature medie della stagione vegetativa, definita come periodo dell'anno con medie settimanali maggiori di 0°C. L'oceanicità del clima dell'area di studio, porta le temperature primaverili e autunnali a oscillare attorno a 0°C, aumentando l'incidenza di gelate premature e tardive e rendendo meno favorevole la stagione vegetativa. La lunga permanenza della copertura nevosa che caratterizza le pendici nord-orientali del massiccio della Presolana contribuisce a ridurre ulteriormente la durata della stagione vegetativa. Il manto nevoso tuttavia, smorzando le fluttuazioni giornaliere, tampona gli effetti delle gelate tardive proteggendo la vegetazione da eventuali danni da gelo.

Queste osservazioni teoriche trovano riscontro nella Carta dei tipi forestali ecologicamente coerenti, redatta dall'Ente Regionale per i Servizi all'Agricoltura e alle Foreste (ERSAF) e disponibile sul Geoportale della Regione Lombardia. Essa rappresenta le comunità vegetali che si ritiene abbiano maggior probabilità di esprimersi in funzione delle caratteristiche climatiche ed ecologiche, in assenza di rilevanti condizionamenti antropici. Secondo la Carta dei tipi forestali ecologicamente coerenti, infatti, l'area di studio possiede la potenzialità per l'espressione di faggete montane e altimontane, le quali dovrebbero estendersi fino a 1600-1700 m di quota, soprattutto nella porzione sud-orientale, e di abetine pure sui versanti esposti a NNE nelle vicinanze di Malga bassa Polzone. La porzione nord-orientale e la bassa Val Conchetta mostrano invece potenzialità per lo sviluppo di lariceti in una fascia che si estende da 1600 a 1800 m s.l.m., con lembi di pecceta altimontana e subalpina. I pendii orientali di Cima Verde, fra 2000 e 2100 m s.l.m., presentano condizioni favorevoli alla crescita di

alnete boreali ad *Alnus viridis*. Sono segnalate anche mughete microterme su pareti rocciose o su materiali incoerenti. La Carta dei tipi forestali reali, sempre redatta da ERSAF, rappresenta invece la vegetazione attualmente esistente sul territorio e frutto dell'interazione della vegetazione potenziale con l'uomo. Dal confronto fra la Carta dei tipi forestali ecologicamente coerenti e la Carta dei tipi forestali reali, appare innanzitutto evidente che la copertura forestale reale ha un'estensione ridotta rispetto a quella potenziale e che il limite del bosco è più basso dell'atteso. Notevolmente ridotta è la faggeta che raggiunge quote non superiori a 1450-1550 m s.l.m., scompare l'abetina sottostante la Malga bassa Polzone, si riducono anche mughete e lariceti mentre risultano ben più estese le peccete monane e altimontane. Non sono riportate le alnete ad *Alnus viridis* nei pressi di Cima Verde, nè è segnalata la presenza di mughete microterme.

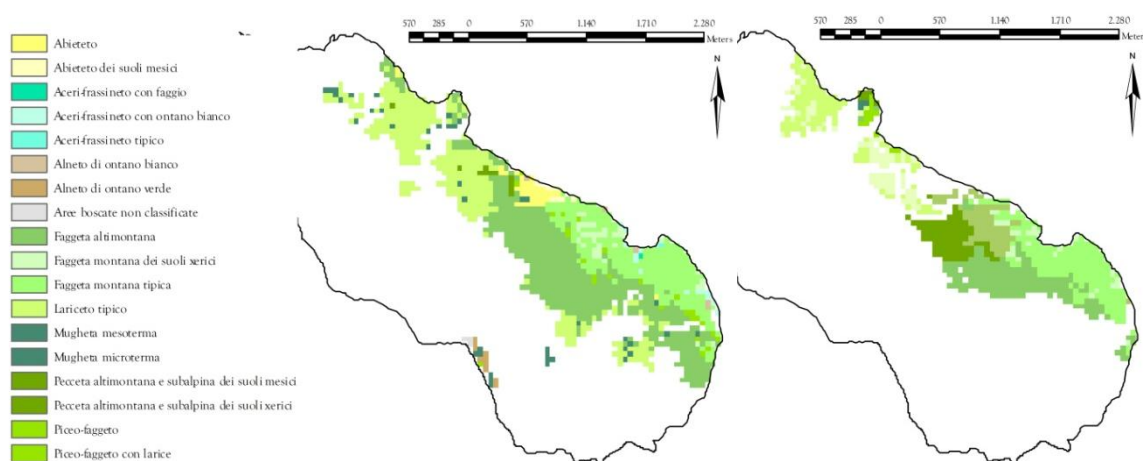


Figura 43 - Carta dei tipi forestali potenziali (a sinistra) e reali (a destra) dell'area di studio (modificata da ERSAF).

Considerevoli possono essere infine le variazioni a scala microclimatica. L'area di studio, dominata da litologie calcaree, è interessata da diffusi fenomeni carsici che hanno prodotto un gran numero di doline e inghiottitoi. All'effetto della dissoluzione dei carbonati si è associata l'azione del modellamento dei ghiacciai pleistocenici con la formazione di conche glacio-carsiche. Diverse ricerche hanno dimostrato la presenza di un peculiare microclima all'interno delle depressioni della superficie terrestre e in particolare di quelle di origine carsica. All'origine del fenomeno vi è la confluenza di strati d'aria più fredda e densa verso le aree più depresse nelle ore notturne delle giornate invernali. Si crea così un ristagno di aria fredda sul fondo della dolina e si instaura una marcata inversione termica con gradienti anche superiori a $1^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (Renon, 2011). Nelle ore notturne le doline possono ospitare "laghi di aria fredda", ma un'intensificazione dei venti può condurre a bruschi e notevoli aumenti di temperatura dovuti a rapidi rimescolamenti degli strati di aria a diverse densità intrappolati nelle doline. Gli sbalzi termici possono raggiungere anche differenze di $20\text{-}30^{\circ}\text{C}$ nell'arco di un'ora (Renon, 2011). Un disturbo eolico discontinuo può dunque determinare notevoli oscillazioni termiche nell'arco della notte, che si aggiungono alla marcata escursione termica giornaliera. Sarebbero necessari approfondimenti volti a valutare l'entità di queste oscillazioni termiche nelle doline dell'altopiano del "Mare in Burrasca" e il loro effetto sulle comunità vegetali che le popolano.

VEGETAZIONE REALE

La vegetazione reale dell'area di studio è stata ricostruita grazie alla consultazione della Carta delle Unità Ambientali redatta in scala 1:20.000 per il Piano Naturalistico Comunale della Val di Scalve e della Carta di Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali, DUSAF 4.0, in scala 1:10.000. La Carta DUSAF, a scala maggiore rispetto alla Carta delle Unità Ambientali, riporta informazioni che consentono di distinguere le principali fisionomie vegetazionali presenti nell'area e la loro tessitura, ma non sufficienti per ricostruire il quadro sintassonomico e identificare gli habitat presenti. Coerentemente con la Carta dei tipi forestali reali, la DUSAF distingue boschi di latifoglie e conifere più o meno densi alle quote inferiori e aree con vegetazione erbacea ed arbustiva discontinua e rada caratteristica delle pareti rocciose e delle pietraie attive alle quote più elevate. Sono poi indicati accumuli detritici e affioramenti litoidi con vegetazione pioniera rada o assente.

Le informazioni tratte da questi tematismi sono state quindi riassunte e integrate con indagini su campo per ricostruire la Carta degli Habitat dell'area di studio. Per ciascun habitat sono riportati: codice Natura 2000; ubicazione all'interno dell'area di studio; riferimento sintassonomico; specie personalmente determinate con l'ausilio delle chiavi dicotomiche della *Flora d'Italia* (Pignatti, 2002) e specie, contrassegnate con (*), note per l'area, ma non riscontrate su campo.

Faggeti dell'*Asperulo-Fagetum* - 9130

I pendii appena sovrastanti l'abitato di Colere, fino a circa 1400 m di quota, sono ricoperti da boschi a dominanza di *Fagus sylvatica*, latifolia mesofila che predilige stazioni fresche e umide, con temperature medie del mese più freddo non inferiori a -4°C e precipitazioni cumulate superiori a 1000 mm annui ben distribuite nelle diverse stagioni. Il regime pluviometrico suboceanico prealpino e l'esposizione verso nord delle pendici del massiccio della Presolana sono particolarmente favorevoli allo sviluppo del faggio, che potrebbe raggiungere anche quote di 1600-1700 m s.l.m.. L'estensione ridotta di questi boschi che si osserva attualmente è frutto dell'intenso sfruttamento antropico del legno di faggio, storicamente impiegato come combustibile nelle calchere. Il governo a ceduo della faggeta genera chiarie che favoriscono l'ingresso di specie non proprie dei sottoboschi di queste comunità. L'azione dell'uomo ha quindi promosso lo sviluppo e la discesa dell'abete rosso nell'orizzonte più proprio del faggio, l'orizzonte montano inferiore. Le faggete sono solo a tratti pure e si sono sviluppati boschi misti di *Picea abies*, *Fagus sylvatica* e *Abies alba* dove, salendo in quota, il faggio perde progressivamente importanza e rimane subordinato all'abete rosso, più competitivo.

I suoli sottostanti la faggeta dell'area di studio, anche se non molto profondi (30-60 cm), sono abbastanza evoluti e affrancati dal *parent material*. Si tratta di suoli calcimagnesiaci, dove la forte decarbonatazione ha innescato il processo pedogenetico della brunificazione e la formazione di un orizzonte cambico con composti bruni ricchi in basi. Sotto la spessa lettiera in rapida degradazione, l'humus è di tipo *mull*, neutro o subacido, con un pH di 5,4-6,2 e ricco in complessi organominerali. Le comunità che vi si insediano sono dunque tendenzialmente meso-eutrofiche e neutrofile.

Sotto il profilo fitosociologico, sia i boschi a dominanza di *Fagus sylvatica*, sia i boschi misti a *Picea abies*, *Fagus sylvatica* e *Abies alba*, sono inclusi nella classe *Querco-Fagetea*, ordine *Fagetalia sylvaticae*, alleanza *Asperulo odoratae-Fagion sylvaticae* (oggi *Galio odorati-Fagion sylvaticae*), suballeanza *Eu-Fagenion* e ascrivibili all'associazione *Asperulo odoratae-Fagetum*.

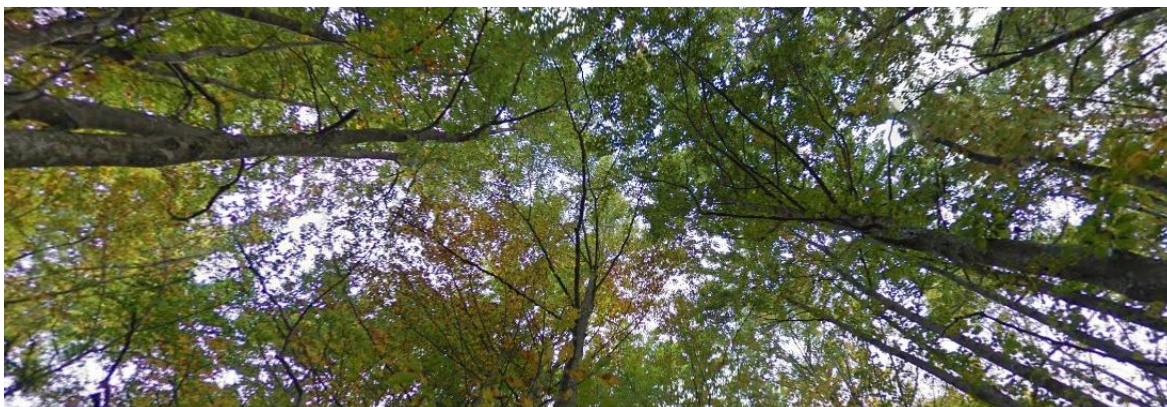


Figura 45 - Bosco a dominanza di *Fagus sylvatica* dell'*Asperulo-Fagetum* nei pressi di Carbonera.

I faggeti dell'*Asperulo-Fagetum* possono essere localmente dominati da *Picea abies*, ma il corredo floristico dello strato erbaceo è quello tipico dei *Fagetalia* e del cingolo standard a *Fagus-Abies*. Il sottobosco, non eccezionalmente ricco, annovera *Allium orsinum*^(*), *Galium odoratum* e *Lamium galeobdolon*^(*) tra le specie caratteristiche, ma anche *Anemone nemorosa*, *Helleborus viridis*, *Hepatica nobilis*, *Luzula nivea*, *Neottia nidus-avis* e *Oxalis acetosella*. Il mantello è costituito da *Rosaceae* dei generi *Rosa* e *Sorbus*, mentre nell'orlo erbaceo si rinviene *Lilium martagon*. La presenza di *Luzula nivea*, suggerisce che queste stazioni possiedano un suolo ricco di humus, affrancato dalla roccia madre e decarbonato.

La Carta delle Unità Ambientali restringe questo habitat ad una ridotta fascia sovrastante la frazione di Carbonera, ma vi è un abbondante rinnovo di giovani individui di *Fagus sylvatica* anche nel sottobosco delle cenosi a dominanza di *Picea abies*.



Figura 44 - *Lilium martagon* nell'orlo erbaceo e *Luzula nivea*.

Praterie montane da fieno - 6520

I prati di monte presenti nelle immediate vicinanze del centro abitato, derivano dalla rimozione delle faggete dell'orizzonte montano inferiore. Ben rappresentate fino agli anni '80 del secolo scorso, le praterie montane rimangono oggi confinate a una ristretta fascia circostante il paese poiché la vocazione agro-silvo-pastorale del territorio di Colere è quasi completamente estinta. Il mantenimento di questi prati pingui richiede infatti regolare falciatura e concimazione per impedire la ripresa della vegetazione climacica. L'abbandono delle pratiche di sfalcio è testimoniato, oltre che da documentazione fotografica e aerofotogrammetrica dell'Istituto Geografico Militare, IGM, dalla vegetazione arborea e arbustiva in rapida ripresa. Soprattutto sui terreni decalcificati la degradazione dei triseteti porta spesso alla formazione di vistosi orli dominati da *Chaerophyllum aureum*.

Piccoli appezzamenti sono tuttavia falciati almeno una volta l'anno, generalmente al termine dell'estate. Queste cenosi si instaurano su *Cambisols* acidi, umidi e ricchi di humus e mostrano dominanza di *Trisetum flavescens* e *Polygonum bistorta*. Abbondano specie tipiche dei prati falciati umidi non riccamente concimati, come *Festuca gr. rubra*, ma anche *Orchidaceae*, come *Dactylorhiza maculata*.



Figura 46 - *Dactylorhiza maculata*.

I prati pingui montani e subalpini sono espressione del *Molinio-Arrhenatheretea*, ordine *Arrhenatheretalia elatioris*, alleanza *Trisetum flavescens-Polygonum bistortae*.

Formazioni erbose a *Nardus* su substrato siliceo delle zone montane, ricche in specie - 6230

Secondo la Carta dei tipi forestali ecologicamente coerenti, i pendii circostanti la Malga bassa Polzone, dovrebbero ospitare boschi a dominanza di *Abies alba*. In queste aree affiorano le marne carboniose del Calcere di Prezzo, i calcari selciferi e le siltiti della Formazione di Buchenstein e le vulcanoclastiti di Wengen, determinando la formazione di suoli ricchi in materiale fine e silicati, diversamente da quanto accade nel resto del territorio in esame, dominato dai calcari di Esino e Breno.

La rimozione della copertura forestale in queste aree favorisce l'affermazione di praterie acidofile, ovvero festuceti, che per effetto del sovrapascolo evolvono in nardeti a *Nardus stricta*. Qui si insediano specie ruderali con una elevata efficienza fotosintetica e capaci di svolgere rapidamente il proprio ciclo vitale, costituendo comunità resilienti, adatte ad ambienti con disturbo elevato (strategia R). Queste comunità sono frutto di un delicato equilibrio e tanto un eccessivo pascolamento quanto un progressivo abbandono dei pascoli, possono innescare processi degradativi.

I nardeti attorno a Malga bassa Polzone sono da ascrivere alla classe *Caricetea curvulae*, ordine *Caricetalia curvulae*, alleanza *Nardion strictae*.

Foreste acidofile montane e alpine di *Picea* (*Vaccinio-Piceetea*) - 9410

Le pratiche di governo dei boschi hanno favorito, nei secoli, la dominanza di *Picea abies* in diverse condizioni ecologiche. Il risultato è stato lo sviluppo di peccete montane e subalpine anche al di fuori degli orizzonti di pertinenza, come nel caso della pecceta di Pian di Vione. Le peccete montane sono boschi autoctoni, ma solo parzialmente naturali: non sono il risultato di un rimboschimento, bensì del prelievo selettivo di faggio e abete bianco o dall'abbandono dei pascoli magri dell'orizzonte montano che hanno favorito la penetrazione pioniera del peccio. Queste peccete si presentano come fustaie dense con alberi a chioma stretta e frondosi solo sulla sommità e accolgono nel sottobosco, poco illuminato, specie più proprie del *Fagetalia* e del cingolo standard a *Fagus-Abies*. Le peccete subalpine presentano invece una diffusione limitata all'interno dell'area di studio.

I suoli calcimagnesi divengono particolarmente umiferi in quanto le foglie di abete rosso, intrise di sostanze resinose, risultano difficilmente decomponibili.

I boschi di conifere rientrano nella classe *Vaccinio-Piceetea*, ordine *Piceetalia excelsae*, alleanza *Piceion excelsae*. L'area di studio, per il suo clima suboceanico prealpino, presenta caratteristiche nel complesso sfavorevoli all'espressione del *Vaccinio-Piceetea*. Le peccete montane e altimontane dell'area si sviluppano su *Cambisols* sottili, neutrofilo o subacidi e basifili e pertanto possono essere ascritte alla suballeanza *Abieti-Piceion*. Tuttavia, la presenza nel sottobosco di specie come *Asplenium viride* e *Moehringia muscosa*, suggerirebbe di ascrivere la cenosi alla suballeanza *Calamagrostio variae-Abietenion*.

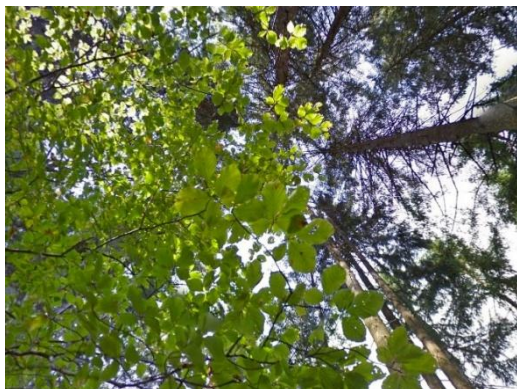


Figura 47 - Giovani faggi in ripresa sotto la pecceta e *Moehringia muscosa*.

Foreste alpine di *Larix decidua* - 9420

Salendo in quota, oltre la faggeta e i boschi misti a *Picea excelsa*, *Fagus abies* e *Abies alba*, si affermano boschi a dominanza di *Larix decidua* e *Picea abies*. I lariceti si spingono fino quote di 1700-1800 m s.l.m. a costituire l'orizzonte subalpino inferiore e delineare grossolanamente il limite delle foreste. Il peccio scompare a quote maggiori e il lariceto si dirada progressivamente fino a sfumare nelle formazioni di arbusti nani o prostrati delle lande alpine e boreali. Individui isolati di larice colonizzano detriti di falda e ghiaioni in una fase di sviluppo pioniera, in particolare lungo la Val Conchetta, raggiungendo anche 2000 m di quota. Questi boschi, oggi in espansione, sono interpretabili come risultato della dinamica naturale conseguente all'abbandono di pascoli che un tempo rivestivano le pendici del massiccio della Presolana, del Monte Ferrante e del Monte Cavallo.

I boschi di *Larix decidua* e *Picea abies* delle quote inferiori crescono su *Cambisols* decarbonatati e ospitano, localmente, un sottobosco con specie acidofile come *Astrantia minor*. A quote maggiori, la buona luminosità di questi boschi consente, oltre che un rapido rinnovo delle specie arboree dominanti, lo sviluppo di uno strato arbustivo con *Rhododendron hirsutum* e *Pinus mugo*, ai quali si affiancano *Calamagrostis varia*, *Daphne mezereum*, *Dryas octopetala*, *Erica carnea*, *Juniperus nana*, *Salix spp* e, a tratti, *Vaccinium spp.*

I lariceti su substrati di natura carbonatica sono ascritti alla classe *Erico-Pinetea*, ordine *Erico carnea-Pinetalia sylvestris*, alleanza *Erico carnea-Pinion mugo*.



Figura 48 - Bosco a dominanza di *Larix decidua* sui depositi tillitici all'imbocco della Val Conchetta.

Lande alpine e boreali - 4060

Il diradarsi dei lariceti consente alle formazioni di arbusti nani e prostrati a *Ericaceae* e *Juniperus nana* di affermarsi nell'orizzonte subalpino superiore, tra il limite della foresta e le praterie d'alta quota. La distribuzione di queste cenosi è stata in passato condizionata dalle attività agro-silvo-pastorali, in particolare mediante estirpazione o incendi per favorire il mantenimento delle aree pascolabili. L'abbandono degli alpeggi e la riduzione del pascolo hanno contribuito alla fase di rapida ripresa della vegetazione arbustiva, riducendo le specie di pascolo come *Carex sempervirens* e *Nardus stricta*. Alle quote più elevate, le formazioni ad arbusti nani e prostrati manifestano caratteri di notevole stabilità e costituiscono cenosi durevoli che possono rappresentare lo stadio climacico. Spesso si associano tuttavia a *Larix decidua* e *Pinus mugo*, sottolineando la tendenza delle aree in passato oggetto di disboscamento ad evolvere nuovamente verso il bosco.

Nell'area di studio, queste cenosi si sviluppano su *Leptosols*, suoli molto sottili (meno di 30 cm) che risentono fortemente del chimismo della roccia madre sottostante, e in aree di espluvio relativamente asciutte. All'ombra delle pareti nord-orientali del massiccio della Presolana, dove il manto nevoso permane più a lungo garantendo protezione dalle gelate tardive, si affermano rododeti a *Rhododendron hirsutum* o *Rhododendron x intermedium*, con *Rhodothamnus chamaecistus* e *Dryas octopetala*. Nello strato erbaceo abbondano *Gentianaceae*, tra cui *Gentiana utriculosa* e *Gentianopsis ciliata*, e *Lycopodiaceae*, soprattutto *Lycopodium annotinum*, suggerendo la presenza di suoli decarbonatati. In prossimità del Rifugio Albani, in corrispondenza degli affioramenti di Argilliti di Lozio rivestiti da una sottile patina di ossidi di ferro che deriva dall'alterazione dei solfuri di ferro (pirite), sono presenti stazioni di *Rhododendron ferrugineum*, vicariante ecologico di *Rhododendron hirsutum* su substrati acidi. Nelle stazioni più assolate, caratterizzate da un cattivo bilancio idrico e dalla ridotta permanenza di copertura protettiva del manto nevoso, il ginepro nano può prevalere nettamente e resistere al gelo grazie alle foglie aghiformi raccorciate e incurvate e al suo portamento prostrato che favorisce l'assorbimento del calore irradiato dal substrato. Questo accade nelle formazioni pioniere a *Juniperus nana*, *Erica carnea* e *Arctostaphylos uva-ursi* che si riscontrano lungo il versante sinistro orografico della Val Conchetta. Le formazioni a dominanza di *Erica carnea* rappresentano l'aspetto più tipico del mantello delle mughete. Su substrati carbonatici meno consolidati si attestano invece vegetazioni arbustive a spalliera dominate da *Dryas octopetala*, con *Anthyllis vulneraria* ssp. *alpestris* e *Carex firma*.



Figura 49 - *Gentianopsis ciliata*, *Lycopodium annotinum* e *Dryas octopetala* in fruttificazione nell'arbusteto all'ombra della parete nord-orientale della Presolana



Figura 50 - Lande a *Juniperus nana* e *Erica carnea* sui pendii più assolati in Val Conchetta.

Sotto il profilo sintassonomico, gli arbusteti dell'area di studio ricadono nella classe *Loiseleurio-Vaccinietaea*, ordine *Rhododendro ferruginei-Vaccinietalia microphylli* e, considerata la varietà degli aspetti cenologici, in almeno due alleanze distinte: *Juniperion nanae* ed *Ericion carneaee*.

Boscaglie di *Pinus mugo* e *Rhododendron hirsutum* (*Mugo-Rhododendretum hirsuti*) - 4070*

Sebbene il *Pinus mugo* sia presente anche nello strato arbustivo dei lariceti più aperti, le mughete calcofile si esprimono al meglio in ambiente rupestre e su ghiaioni. Per la sua straordinaria frugalità e resistenza al gelo e al disseccamento, per la sua plasticità e adattabilità, il mugo è in grado di colonizzare coni e falde di detrito, ma anche pareti rocciose con pendenze notevoli. Suggestiva è la mugheta calcofila che si sviluppa lungo le ripide pareti verticali sottostanti l'altopiano glacio-carsico del "Mare in Burrasca", in particolare sotto il Rifugio Albani. Le altre mughete che si sviluppano nel territorio esaminato sono difficilmente raggiungibili dai sentieri CAI.

Il mugo è sempre accompagnato da specie basifile quali *Rhododendron hirsutum*, *Rhodothamnus chamaecistus*, *Erica carnea* e nello strato erbaceo figurano endemite sudalpine, come *Scabiosa dubia*, e componenti di seslerieti e firmeti. Le mughete calcofile su parete si affiancano alla vegetazione delle rupi carbonatiche, con *Potentilla caulescens* e *Telekia speciosissima*.

Le mughete calcofile possono essere ascritte alla classe *Erico-Pinetea*, ordine *Erico carneaee-Pinetalia sylvestris*, alleanza *Erico carneaee-Pinion mugo* e associazione *Rhododendro hirsuti-Pinetum mugo*.



Figura 51 - Boscaglia a *Pinus mugo* sulle pareti calcaree lungo il sentiero CAI n°406 (a sinistra). *Pinus mugo* e *Larix decidua* lungo la Val Conchetta, a 2000 m s.l.m., costituiscono il limite degli alberi.

Bordure planiziali, montane e alpine di megafornie idrofile - 6430

Nell'orizzonte subalpino superiore, in condizioni di maggiore disponibilità idrica e trofica e in presenza di una abbondante coltre nevosa, rodoreti e gineprai sono sostituiti da ontanete boreali dominate da *Alnus viridis*. L'ontano verde sopravvive in questi ambienti grazie alla simbiosi con *Frankia alni*, actinomiceti azotofissatori che vengono ospitati all'interno di actinorrize o noduli radicali. *Alnus viridis* si insedia oltre il limite delle foreste su substrati arricchiti in silicati, come le arenarie vul-

canoclastiche della Formazione di Wengen che affiorano sul versante orientale di Cima Verde. Le alnete generano dunque a loro volta un microambiente peculiare, creando lettiere ricche in nutrienti, N in particolare. L'azoto viene rapidamente riciclato da specie nitrofile che esigono una buona disponibilità di acqua e nutrienti. Abbondano infatti le megaforbie, piante erbacee di grandi dimensioni con un tasso di crescita elevato, molto competitive e capaci di monopolizzare le risorse (strategia C).

Le megaforbie, grazie alla loro capacità di acquisire rapidamente acqua e nutrienti, dominano anche in ambienti stabili e produttivi come quelli attorno alle malghe. Nei pressi di Malga alta Polzone, in particolare, si osservano cenosi dominate da *Adenostyles alliariae*, *Aconitum lycoctonum*, *A. napellus*, *Rumex alpinus* e *Senecio cordatus*. Nelle vicinanze di Malga Conchetta è segnalata una stazione di *Sanguisorba dodecandra*, endemita orobico (Mangili, Federici, 2009).

Le alnete boreali devono essere ascritte alla classe delle formazioni arbustive meso-igrofile, *Betulo-Adenostyletea*, ordine *Alnetalia viridis*, alleanza *Alnion viridis* e associazione *Alnetum viridis*. Le megaforbie appartengono invece alla classe *Mulgedio-Aconitetea*.

Formazioni erbose calcicole alpine e subalpine - 6170

Oltre il limite degli alberi si estendono le praterie alpine calcofile di pertinenza dell'orizzonte alpino. Si tratta di formazioni erbacee a dominanza di *Sesleria caerulea*, *Carex sempervirens* e *Carex firma*, ma anche di firmeti propriamente detti. Nell'area di studio, queste cenosi dominano le quote superiori a 1800 m s.l.m., instaurandosi su *Rendzic Leptosols*, suoli molto sottili, profondi meno di 30 cm, e alcalini, con un pH di 8,1.

Gli acclivi pendii esposti a meridione che delimitano la Val Conchetta si rivestono di una copertura continua di seslerieti e sempervireti, praterie calcofile a dominanza di *Sesleria caerulea* e *Carex sempervirens*. Quest'ultima, più eliofila, è meno rappresentata sui pendii meno assolati, dove tende a prevalere *Sesleria caerulea*, pioniera e meno esigente in termini di disponibilità di humus, umidità e luce. Tipici di queste comunità sono *Bromus erectus*, *Globularia nudicaulis*, *Helianthemum nummularium* ssp. *grandiflorum*^(*), *Prunella grandiflora* e *Anthyllis vulneraria* ssp. *baldensis*^(*), ma vi si ritrovano anche *Centaurea rhaetica*^(*), *Linum alpinum*, *Pulsatilla alpina*, *Soldanella alpina* e *Viola dubyana*^(*).

Le aree pietrose e i pavimenti calcarei del "Mare in Burrasca" sono invece colonizzati da praterie calcofile microterme discontinue a carattere fortemente pioniero, pervase da fitti cespi pulviniformi di *Carex firma*. A tratti, come al piede orientale del crinale di Cima Verde o al Passo Scagnello, *Sesleria caerulea* può risultare dominante, specialmente dove il substrato è più profondo e non vi è roccia affiorante. Le falde di detrito consolidate ospitano invece firmeti pionieri a *Dryas octopetala*, *Saxifraga caesia*, *Achillea clavenae*^(*) e *Galium baldense*^(*), ai quali si accompagnano, su detrito fine, i salici nani, *Salix serpyllifolia*^(*), *Salix retusa* e *Salix reticulata*. Dove il suolo è più arido dominano *Helianthemum oelandicum* ssp. *alpestre*, *Anthyllis vulneraria* ssp. *baldensis* e *Pedicularis rostrato-capitata*. I firmeti più chiusi invece possono accumulare sostanze organiche capaci di trattenere l'umidità e arricchirsi in specie più

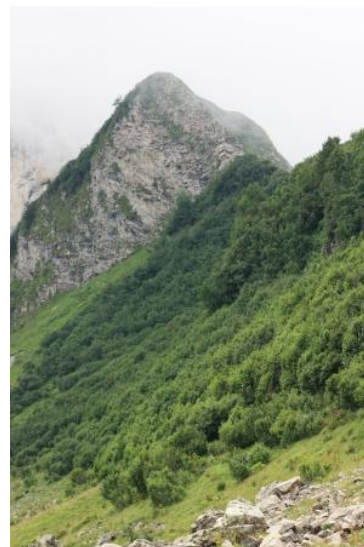


Figura 52 - Alneta boreale sulle pendici orientali di Cima Verde con sottobosco ad *Adenostyles alliariae* e *Aconitum lycoctonum*.

esigenti in termini di umidità edafica, come *Pinguicola alpina*, *Primula glaucescens*, *Polygonum viviparum*, *Sesleria sphaerocephala*, *Soldanella alpina*, *Tofieldia calyculata*, *Valeriana saxatilis* e *Viola biflora*. Frequenti sono *Leontopodium alpinum*, *Nigritella nigra* e diverse *Gentianaceae*, come *Gentiana clusii* e *Gentianella germanica* ssp. *rhaetica*. Particolare importanza assumono inoltre le specie endemiche dei firmeti come *Galium baldense*^(*), *Minuartia grignensis*^(*), *Ranunculus bilobus*^(*), *Silene elisabethae*^(*) e *Scabiosa vestina*^(*).



Figura 53 - *Carex firma*, *Primula glaucescens*, *Soldanella alpina*, *Gentianella germanica* ssp. *rhaetica*, *Saxifraga caesia*, *Gentiana clusii*, *Heliathemum oelandicum* ssp. *alpestre*, *Pulsatilla alpina* e *Tofieldia calyculata*.

Caratteristici sono i firmeti che si sviluppano lungo le cenge che interrompono le pareti rocciose del Pizzo della Presolana e dei rilievi che delimitano il versante destro orografico della Val Conchetta.

Le praterie alpine calcofile, che occupano più di un terzo dell'area di studio, fanno capo alla classe *Elyno-Seslerietea*, ordine *Seslerietalia coeruleae*, alleanza *Seslerion coeruleae*. Seslerieti e sempervireti a copertura continua sono ascritti al *Seslerio-Caricetum sempervirentis*, mentre i firmeti discontinui ricadono nel *Caricetum firmae*.

Ghiaioni calcarei e scisto-calcarei montani e alpini (*Thlaspietea rotundifolii*) - 8120

I detriti carbonatici si rinvencono a diverse quote nell'area di studio e risultano abbondanti per via del crioclastismo intenso ed attivo. I ghiaioni semi-stabilizzati del piano montano e subalpino, compresi i canali di *debris flow* sottostanti la sorgente del Fontanone e la parete nord-orientale della Presolana e le discariche delle vecchie miniere, sono colonizzati da *Petasites paradoxus*, *Scrophularia canina*, *Biscutella levigata*, *Valeriana montana* e *Salix glabra*. Sui ghiaioni incoerenti dell'orizzonte alpino si rinvencono invece *Aquilegia einseleana*, *Cerastium carinthiacum*, *Thlaspi rotundifolium*^(*), *Minuartia austriaca*^(*), *Papaver rhaeticum*^(*), *Ranunculus seguieri*^(*), ma anche entità di particolare interesse conservazionistico, come *Galium montis-arerae*^(*), *Moehringia concarenae*^(*) e *Linaria tonzigi*^(*), stenoendemita ad areale molto ristretto, elencata nell'Allegato II della Direttiva "Habitat" (92/43/CEE). In letteratura è riportata una stazione costituita da pochi esemplari di *Linaria tonzigi* sui ghiaioni delle pendici nord-orientali del Monte Ferrante (Andreis, 1996). Non è stato possibile verificare personalmente su campo la presenza di questa stazione e non ne sono state individuate altre nelle aree esaminate. Impervi e poco accessibili, questi habitat sono generalmente preservati da possibili alterazioni, ma il progetto di ampliamento dei comprensori sciistici minaccia anche la sopravvivenza di alcuni di questi ghiaioni carbonatici.

Sotto il profilo fitosociologico, le cenosi dei substrati detritici sono ascritte alla classe *Thlaspietea rotundifolii*, ordine *Thlaspietalia rotundifolii*. Le associazioni delle quote inferiori sono riunite nell'alleanza *Petasition paradoxo* e quelle del piano alpino al *Thlaspion rotundifolii*.

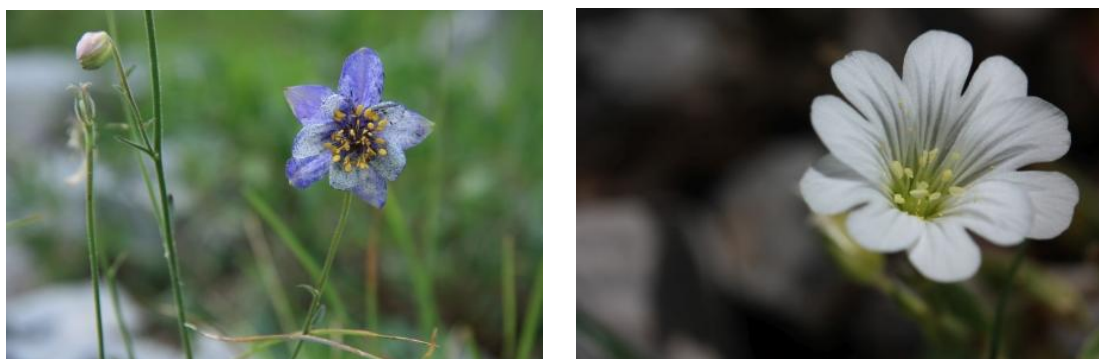


Figura 54 - *Aquilegia einseleana* e *Cerastium carinthiacum*.

Pareti rocciose calcaree con vegetazione casmofitica - 8210

Diffuse nel territorio di studio sono anche le rupi carbonatiche strapiombanti colonizzate da comunità ricche in entità casmofite. A quote inferiori le rupi sono colonizzate da cenosi xerofile e termofile, con *Telekia speciosissima* e *Phyteuma scheuchzeri*, ma a quote più elevate si instaurano habitat microtermi, con condizioni termiche e idriche molto peculiari e variabili. Habitat rupestri freschi, aridi e ventosi presentano, infatti, entità differenti da quelle di pareti fredde, umide e stillicidiose. Se i primi ospitano camefite a pulvino adattate ad ambienti aridi, come *Saxifraga vandellii*, o emicriptofite d'alta quota con apparato radicale ben sviluppato, come *Campanula raineri* e *Silene quadridentata*, i secondi sono favorevoli all'insediamento di endemite insubriche, come *Physoplexis comosa*^(*), e stenoendemite ad areale ristretto come *Saxifraga presolanensis*^(*).

Gli ambienti rupestri sono generalmente caratterizzati da fenomeni che limitano la produttività. Le temperature rigide e la carenza di nutrienti, acqua e luce, favoriscono la sopravvivenza di specie stress tolleranti, con un basso tasso di crescita, ma efficienti nel reperire e trattenere risorse (strategia S) e quindi la costituzione di comunità resistenti.



Figura 55 - *Telekia speciosissima* (in alto) e *Silene quadridentata* (in basso).



Le cenosi rupicole calcofile diffuse negli orizzonti altitudinali inferiori vengono inquadrare nella classe *Asplenetalia rupestris*, ordine *Potentilletalia caulescentis*, alleanza *Potentillion caulescentis*. In particolare l'associazione delle quote più basse è il *Potentillo-Telekietum speciosissimae*. Estese in tutto il "Mare in Burrasca" sono anche le vallette nivali della classe *Salicetea herbaceae*, ordine *Arabidetalia coeruleae*, che tuttavia non raggiungono dimensioni cartografabili.

Figura 56 - *Campanula raineri* con *Erica carnea* (in alto) e *Saxifraga vandellii* (in basso).

Pavimenti calcarei - 8240*

Le superfici calcaree suborizzontali esposte ad avanzati processi di carsificazione come quelle che si sviluppano sull'altopiano del "Mare in Burrasca" sono considerate un habitat prioritario a determinismo geomorfologico. I pavimenti calcarei sono pervasi di solchi e crepacci carsici che possono trattenere suoli sottili e poco evoluti su cui si insediano cenosi costituite da specie spesso spiccatamente microterme e trasgressive di habitat limitrofi, lande alpine, praterie alpine calcofile, ma anche ghiaioni e pareti rocciose carbonatici con vegetazione casmofitica. *Rhododendron hirsutum* si insinua nei crepacci accanto a *Salix glabra*, *Erica carnea*, *Salix serpyllifolia*, *Salix retusa*, *Dryopteris villarii* e *Asplenium viride*. Frequenti sono anche specie erbacee come *Carex firma*, *Sesleria varia* e *Festuca quadrifolia*, ma anche *Bupleurum petraeum*, *Crepis aurea*, *Dryas octopetala*, *Globularia cordifolia*, *Campanula raineri*, *Campanula scheuchzeri*, *Cerastium carynhiacum*, *Alchemilla alpina* e *Doronicum grandiflorum*.

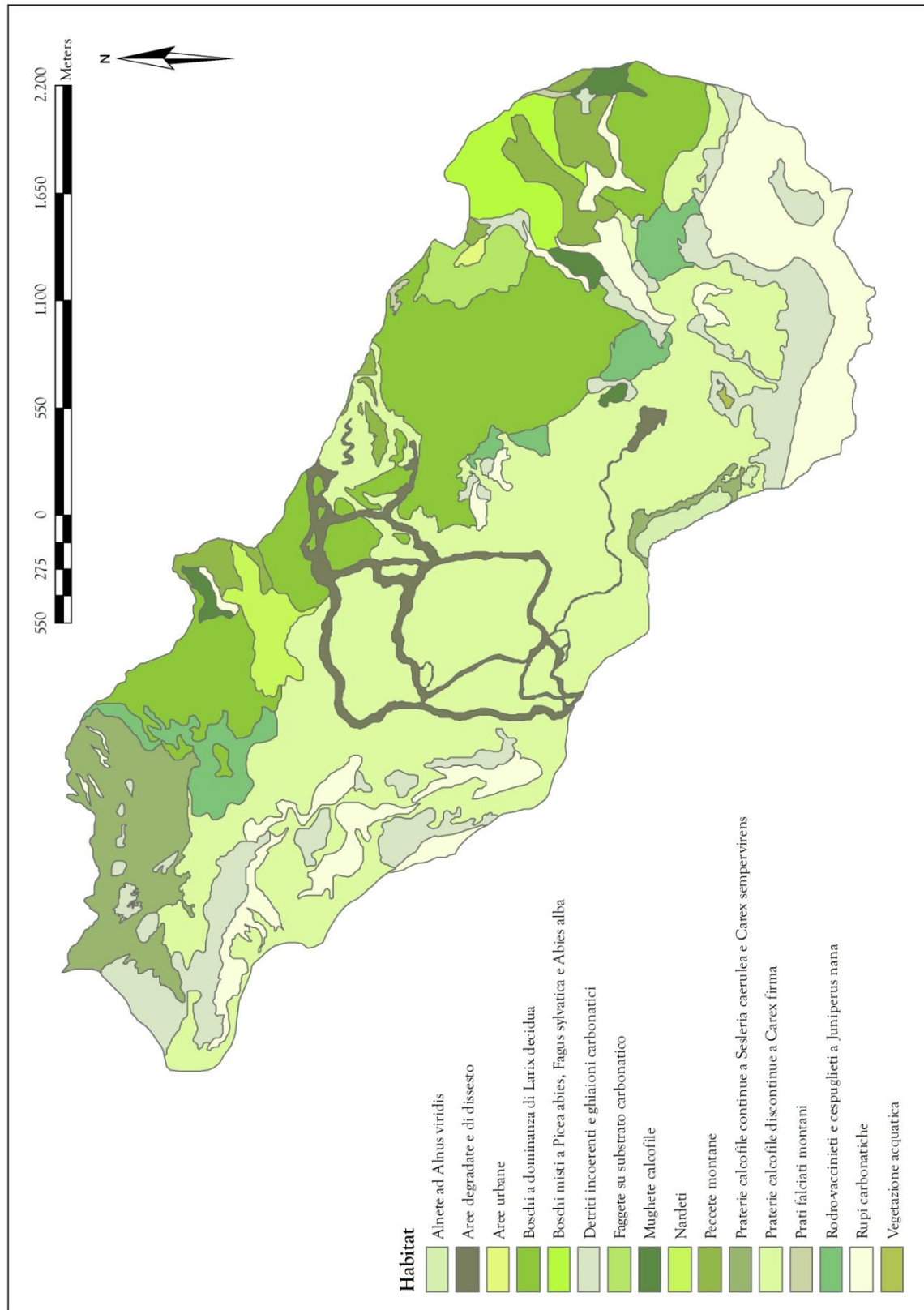
Crepacci caratterizzati da maggiori profondità favoriscono la permanenza del manto nevoso e la comparsa di comunità tipiche delle vallette nivali dei substrati carbonatici, con emicriptofite microterme come *Arabis alpina*, *Cystopteris fragilis* e *Ranunculus alpestris*^(*).

Questo habitat è interessato, sotto il profilo sintassonomico, da differenti classi di vegetazione.



Figura 57 - *Rhododendron hirsutum* e *Dryas octopetala* su pavimenti calcarei.

Figura 58 - Carta degli Habitat realizzata per l'area di studio sulla base di osservazioni su campo, analisi aerofotogrammetriche e confronto con la cartografia disponibile.



CARATTERIZZAZIONE FLORISTICA

Le pendici nord orientali del Gruppo della Presolana ospitano un mosaico di habitat, alcuni dei quali caratterizzati da una significativa componente floristica, ricchissima in specie rare ed endemiche. Particolare interesse conservazionistico deve essere riservato all'altopiano glacio-carsico del "Mare in Burrasca" e alla Val Conchetta, che nel complesso costituiscono l'area carsica di alta quota di maggior estensione in Lombardia. Si tratta di un'area di altissimo pregio naturalistico, sotto il profilo non solo geologico-geomorfologico, ma anche floristico-vegetazionale. Buona parte dell'elevata diversità corologica deriva dall'isolamento delle maggiori vette delle Prealpi, tra cui il gruppo Presolana - Ferrante - Pizzo Petto che durante le glaciazioni pleistoceniche rappresentava un *nunatak*. Firmeti, rupi e ghiaioni carbonatici sono quindi straordinariamente ricchi di entità endemiche delle Prealpi o stenoendemiche, con areale contratto e spesso disgiunto. Gli archivi del FAB (Gruppo Flora Alpina Bergamasca) annoverano nell'area di interesse: 14 specie elencate nella Lista Rossa Italiana di cui molte stenoendemiche (es. *Galium montis-arerae*, *Linaria tonzigi*, *Primula glaucescens*, *Saxifraga presolanensis*); 2 specie stenoendemiche strettamente orobiche (*Moehringia concarenae*, *Asplenium adulterinum* ssp. *presolanense*), non ancora in Lista Rossa; 11 specie non stenoendemiche, ma rarissime (es. *Arenaria moehringioides*, *Ranunculus seguieri*); 25 specie rare (es. *Festuca spectabilis*, *Galium baldense*); 50 specie endemiche tra orobiche, insubriche, alpine, sud-alpine ed est-alpine (es. *Achillea clavenae*, *Aquilegia einseleana*, *Bupleurum petraeum*, *Campanula elatinoidea*, *Galium baldense*, *Globularia cordifolia*, *Minuartia grignensis*, *Moehringia dielsiana*, *Physoplexis comosa*, *Phyteuma scheuchzeri*, *Rhodothamnus chamaecistus*, *Sanguisorba dodecandra*, *Saxifraga hostii*, *Saxifraga vandellii*, *Scabiosa vestina*, *Silene elisabethae*, *Telekia speciosissima*, *Valeriana saxatilis*, *Viola dubyana*).

Le specie presenti nell'allegato I della Convenzione di Berna in materia di "conservazione della vita selvatica e dell'ambiente naturale in Europa", come *Physoplexis comosa*, *Primula glaucescens* e *Saxifraga presolanensis*, sono state incluse nell'allegato IV della Direttiva "Habitat" (92/43/CEE) e pertanto la loro presenza non richiede la designazione di Zone Speciali di Conservazione. Assume quindi particolare rilevanza *Linaria tonzigi*, l'unica specie dell'area di studio elencata nell'allegato II della Direttiva "Habitat". La Società Botanica Italiana (SBI) ha avanzato nel 1995 una proposta di inserimento nell'allegato II per diverse specie, fra cui *Achillea clavenae*, *Laserpitium nitidum*, *Nigritella miniata*, *Saxifraga hostii* ssp. *rhaetica* e *Scabiosa vestina*.

L'inserimento delle specie in programmi di conservazione *in situ*, come le Liste Rosse regionali e nazionali o negli allegati della Convenzione di Washington sul commercio internazionale delle specie di fauna e flora minacciate di estinzione (CITES), è inscindibile dalla protezione delle comunità e degli ecosistemi. Ambienti di alta quota non necessitano in genere di particolare protezione, ma il "Mare in Burrasca" e la Val Conchetta rappresentano, in questo senso, un'eccezione. Il loro stato di conservazione è già stato notevolmente compromesso in passato, sia dall'attività mineraria sia dalla realizzazione degli ampi comprensori sciistici di Colere. Oggi l'area è di nuovo minacciata dal "Progetto Strategico di potenziamento e di collegamento dei demani sciabili dell'Alta Valle Seriana e della Val



Figura 59 - *Arenaria moehringioides*.

di Scalve" che, approvato nel 2012 da parte della Regione Lombardia (Delibera n. 11240), deve essere ancora sottoposto a Valutazione di Incidenza. L'ampliamento degli impianti interesserebbe in particolare la Val Conchetta e le uniche porzioni dell'altopiano del "Mare in Burrasca" ancora non sfregiato da attività antropiche.

È stato realizzato un elenco floristico parziale delle specie riscontrate nell'area di studio determinate attraverso le chiavi dicotomiche della Flora d'Italia (Pignatti, 2002) e contrassegnate con (*). Questo elenco è stato poi integrato con quello di tre diversi studi floristici condotti nella medesima area (Ravazzi, 1992; Mangili, Federici, 2009; Bona *et al.*, 2013).

Famiglia	All. Dir. Habitat	Cites	
Amaryllidaceae	<i>Allium insubricum</i> <i>Allium orsinum</i>		<i>Erigeron polymorphus</i> <i>Erigeron uniflorus</i> <i>Gnaphalium hoppeanum</i> <i>Homogyne alpina</i> <i>Leontopodium alpinum</i> ^(*) <i>Petasites paradoxus</i> ^(*) <i>Rhaponticum scariosum</i> <i>Senecio cordatus</i> ^(*) <i>Senecio doronicum</i> <i>Telekia speciosissima</i> ^(*)
Apiaceae	<i>Astrantia maior</i> ^(*) <i>Astrantia minor</i> ^(*) <i>Athamanta cretensis</i> <i>Bupleurum petraeum</i> ^(*) <i>Laserpitium krapfii</i> ssp. <i>gaudinii</i> <i>Laserpitium nitidum</i> <i>Laserpitium peucedanooides</i> <i>Peucedanum raiblense</i>	(II)	Betulaceae <i>Alnus viridis</i> ^(*) <i>Betula pendula</i> ^(*)
Aspleniaceae	<i>Asplenium presolanense</i> <i>Asplenium viride</i> ^(*)		Boraginaceae <i>Myosotis alpestris</i> ^(*)
Asteraceae	<i>Achillea clavennae</i> <i>Adenostyles alliariae</i> ^(*) <i>Adenostyles glabra</i> <i>Antennaria dioica</i> <i>Arnica montana</i> <i>Aster bellidiastrum</i> <i>Carduus carlinaefolius</i> <i>Centaurea rhaetica</i> <i>Crepis aurea</i> ^(*) <i>Crepis froelichiana</i> <i>Crepis kernerii</i> ^(*) <i>Doronicum columnae</i> <i>Doronicum grandiflorum</i> ^(*) <i>Erigeron neglectus</i> ^(*)	(II) V D	Brassicaceae <i>Arabis alpina</i> ^(*) <i>Arabis brassica</i> <i>Arabis pumila</i> ssp. <i>stellulata</i> <i>Arabis soyeri</i> ssp. <i>subcoriacea</i> <i>Biscutella laevigata</i> ^(*) <i>Draba aizoides</i> <i>Draba fladnizensis</i> <i>Draba tomentosa</i> <i>Hutchinsia alpina</i> <i>Kemera saxatilis</i> <i>Petrocallis pyrenaica</i> <i>Thlaspi rotundifolium</i>
			Campanulaceae <i>Campanula camica</i> <i>Campanula cochlearifolia</i> ^(*) <i>Campanula elatinooides</i>

	<i>Campanula raineri</i> ^(**)				<i>Carex ornithopoda</i>
	<i>Campanula scheuchzeri</i> ^(*)				<i>Carex pallascens</i>
	<i>Physoplexis comosa</i>	IV			<i>Carex sempervirens</i> ^(*)
	<i>Phyteuma hemisphaericum</i> ^(**)			Cystopteridaceae	<i>Cystopteris fragilis</i> ssp. <i>alpina</i>
	<i>Phyteuma orbiculare</i>			Dipsacaceae	<i>Knautia baldensis</i>
	<i>Phyteuma scheuchzeri</i> ^(*)			Dryopteraceae	<i>Dryopteris filix-mas</i> ^(*)
Caprifoliaceae	<i>Scabiosa dubia</i> ^(*)				<i>Dryopteris villarii</i> ^(**)
	<i>Scabiosa vestina</i>	(II)		Dryopteridaceae	<i>Polystichum lonchitis</i>
Cariophyllaceae	<i>Silene acaulis</i> subsp. <i>excapta</i>			Ericaceae	<i>Arctostaphylos alpina</i>
	<i>Silene dioica</i> ^(*)				<i>Arctostaphylos uva-ursi</i>
	<i>Silene elisabethae</i>				<i>Erica carnea</i> ^(*)
	<i>Silene quadridentata</i> ^(*)				<i>Rhododendron ferrugineum</i> ^(**)
	<i>Silene vulgaris</i> ssp. <i>glaveosa</i>				<i>Rhododendron hirsutum</i> ^(*)
	<i>Arenaria biflora</i>				<i>Rhododendron x intermedium</i> ^(*)
	<i>Arenaria ciliata</i>				<i>Rhodothamnus chamaecistus</i> ^(*)
	<i>Arenaria moehringioides</i> ^(*)			Fabaceae	<i>Hippocrepis comosa</i>
	<i>Cerastium arvense</i>				<i>Anthyllis vulneraria</i> ssp. <i>alpestris</i> ^(*)
	<i>Cerastium carinthiacum</i> ^(*)				<i>Anthyllis vulneraria</i> ssp. <i>balsensis</i>
	<i>Cerastium latifolium</i>				<i>Hedysarum hedysaroides</i>
	<i>Chaerophyllum aureum</i> ^(*)				<i>Lotus alpinus</i> ^(*)
	<i>Gypsophila repens</i>				<i>Oxytropis pyrenaica</i>
	<i>Minuartia austriaca</i>				<i>Trifolium thalii</i>
	<i>Minuartia grigensis</i>			Fagaceae	<i>Fagus sylvatica</i> ^(**)
	<i>Minuartia verna</i>			Gentianaceae	<i>Gentiana clusii</i> ^(*)
	<i>Moehringia bavarica</i>				<i>Gentiana nivalis</i>
	<i>Moehringia concarenae</i>				<i>Gentiana punctata</i>
	<i>Moehringia dielsiana</i>				<i>Gentiana utriculosa</i> ^(*)
	<i>Moehringia muscosa</i> ^(*)				<i>Gentiana verna</i> ^(*)
Cistaceae	<i>Helianthemum nummularium</i> ssp. <i>grandiflorum</i>				<i>Gentianella germanica</i> ssp. <i>rhaetica</i> ^(*)
	<i>Helianthemum oelandicum</i> ssp. <i>alpestre</i> ^(*)				<i>Gentianopsis ciliata</i> ^(*)
Crassulaceae	<i>Sedum atratum</i>			Geraniaceae	<i>Geranium sylvaticum</i>
	<i>Sempervivum tectorum</i>			Huberiaceae	<i>Huberia selago</i>
Cupressaceae	<i>Juniperus nana</i> ^(*)			Juncaceae	<i>Juncus monanthos</i>
Cyperaceae	<i>Carex atrata</i>				<i>Luzula nivea</i> ^(*)
	<i>Carex austroalpina</i>			Lamiaceae	<i>Acinos alpinus</i>
	<i>Carex digitata</i>				<i>Horminum pyrenaicum</i>
	<i>Carex firma</i> ^(*)				<i>Lamium galeobdolon</i>
	<i>Carex mucronata</i>				<i>Prunella grandiflora</i> ^(*)

	<i>Stachys recta</i>				
	<i>Teucrium montanum</i>				
	<i>Thymus praecox ssp. polytrichus</i> ^(*)				
Lentibulariaceae	<i>Pinguicula alpina</i> ^(*)				
	<i>Pinguicula leptoceras</i>				
Liliaceae	<i>Lilium martagon</i> ^(*)				
Linaceae	<i>Linum alpinum ssp. julicum</i>				
	<i>Linum catharticum</i>				
Lycopodiaceae	<i>Lycopodium annotinum</i> ^(*)		V		
Melanthiaceae	<i>Veratrum album</i>				
Oleaceae	<i>Fraxinus excelsior</i> ^(*)				
Ophioglossaceae	<i>Botrychium lunaria</i>				
Orchidaceae	<i>Cephalanthera rubra</i>				
	<i>Coeloglossum viride</i>		B		
	<i>Dactylorhiza maculata</i> ^(*)				
	<i>Dactylorhiza sambucina</i> ^(*)				
	<i>Gymnadenia conopsea</i>				
	<i>Gymnadenia odoratissima</i>		B		
	<i>Leucorchis albida</i>				
	<i>Neottia nidus-avis</i> ^(*)				
	<i>Nigritella miniata</i>	(II)	B		
	<i>Nigritella nigra</i> ^(*)				
	<i>Platanthera bifolia</i>				
	<i>Pseudorchis albida</i>		B		
	<i>Traunsteinera globosa</i>				
Orobanchaceae	<i>Pedicularis adscendens</i>				
	<i>Pedicularis gyroflexa</i>				
	<i>Pedicularis rostrato-capitata</i> ^(*)				
	<i>Pedicularis verticillata</i>				
Oxalidaceae	<i>Oxalis acetosella</i> ^(*)				
Papaveraceae	<i>Papaver rhaticum</i>				
Pinaceae	<i>Abies alba</i> ^(*)				
	<i>Picea abies</i> ^(*)				
	<i>Pinus mugo</i> ^(*)				
Plantaginaceae	<i>Globularia cordifolia</i> ^(*)				
	<i>Globularia nudicaulis</i> ^(*)				
	<i>Plantago atrata</i>				
Poaceae	<i>Bromus erectus</i> ^(*)				
	<i>Calamagrostis varia</i> ^(*)				
	<i>Festuca nigrescens</i>				
	<i>Festuca quadriflora</i>				
	<i>Festuca rubra</i> ^(*)				
	<i>Helictotrichon parlatorei</i>				
	<i>Nardus stricta</i> ^(*)				
	<i>Poa alpina</i> ^(*)				
	<i>Sesleria coerulea</i> ^(*)				
	<i>Sesleria sphaerocephala</i> ^(*)				
	<i>Trisetum argenteum</i>				
	<i>Trisetum flavescens</i> ^(*)				
Polygalaceae	<i>Polygala alpestris</i>				
	<i>Polygala chamaebuxus</i>				
	<i>Polygonum bistorta</i> ^(*)				
	<i>Polygonum viviparum</i> ^(*)				
	<i>Rumex alpinus</i> ^(*)				
	<i>Rumex scutatus</i>				
Primulaceae	<i>Androsace hausmannii</i>				
	<i>Androsace helvetica</i>				
	<i>Cyclamen purpurascens</i> ^(*)				
	<i>Primula albenensis</i>				
	<i>Primula auricula</i>				
	<i>Primula glaucescens</i> ^(*)			IV	
	<i>Soldanella alpina</i> ^(*)				
Ranunculaceae	<i>Aconitum lycoctonum</i> ^(*)				
	<i>Aconitum napellus</i> ^(*)				
	<i>Anemone narcissiflora</i>				
	<i>Anemone nemorosa</i> ^(*)				
	<i>Anemonoides baldensis</i>				
	<i>Aquilegia einseleana</i> ^(*)				
	<i>Aquilegia thalictrifolia</i>				
	<i>Helleborus viridis</i> ^(*)				
	<i>Hepatica nobilis</i> ^(*)				
	<i>Pulsatilla alpina ssp. alpina</i>				
	<i>Ranunculus alpestris</i>				
	<i>Ranunculus bilobus</i>				
	<i>Ranunculus montanus</i>				
	<i>Ranunculus oreophilus</i>				

	<i>Ranunculus seguieri</i>		
	<i>Ranunculus thora</i>		
	<i>Thalictrum aquilegifolium</i>		
	<i>Trollius europaeus</i> ^(*)		
Rhamnaceae	<i>Rhamnus pumilus</i>		
Rosaceae	<i>Alchemilla alpina</i> ^(*)		
	<i>Dryas octopetala</i> ^(*)		
	<i>Geum montanum</i>		
	<i>Potentilla aurea</i> ^(*)		
	<i>Potentilla caulescens</i> ^(*)		
	<i>Potentilla crantzii</i>		
	<i>Potentilla nitida</i>		
	<i>Rosa pendulina</i> ^(*)		
	<i>Sanguisorba dodecandra</i>		
	<i>Sorbus chamaemespilus</i>		
Rubiaceae	<i>Asperula aristata</i>		
	<i>Galium anisophyllum</i> ^(*)		
	<i>Galium baldense</i>		
	<i>Galium montis-aerariae</i>		
	<i>Galium odoratum</i> ^(*)		
Salicaceae	<i>Salix appendiculata</i>		
	<i>Salix glabra</i> ^(*)		
	<i>Salix hastata</i>		
	<i>Salix reticulata</i> ^(*)		
	<i>Salix retusa</i>		
	<i>Salix serpyllifolia</i>		
Sapindaceae	<i>Acer pseudoplatanus</i> ^(*)		
Saxifragaceae	<i>Parnassia palustris</i> ^(*)		
	<i>Saxifraga aizoides</i> ^(*)		
	<i>Saxifraga androsacea</i>		
	<i>Saxifraga aspera</i>		
	<i>Saxifraga caesia</i> ^(*)		
	<i>Saxifraga exarata</i>		
	<i>Saxifraga hostii</i> ^(*)	(II)	
	<i>Saxifraga moschata</i>		
	<i>Saxifraga oppositifolia</i>		
	<i>Saxifraga presolanensis</i>	IV	
	<i>Saxifraga sedoides</i>		
	<i>Saxifraga tombeanensis</i>		
	<i>Saxifraga vandellii</i> ^(*)		
Scrophulariaceae	<i>Bartsia alpina</i>		
	<i>Euphrasia alpina</i>		
	<i>Euphrasia roskoviana</i> ^(*)		
	<i>Linaria tonzigii</i>	II	
	<i>Scrophularia canina</i> ^(*)		
	<i>Scrophularia juratensis</i>		
	<i>Veronica alpina</i>		
	<i>Veronica aphylla</i>		
Thesiaceae	<i>Thesium alpinum</i>		
Thymelaeaceae	<i>Daphne mezereum</i> ^(*)		
	<i>Daphne petraea</i>		
	<i>Daphne striata</i>		
Tofieldiaceae	<i>Tofieldia calyculata</i> ^(*)		
Valerianaceae	<i>Valeriana montana</i> ^(*)		
	<i>Valeriana saxatilis</i> ^(*)		
Violaceae	<i>Viola biflora</i> ^(*)		
	<i>Viola dubyana</i>		

INQUADRAMENTO FAUNISTICO

La fauna di un territorio è il risultato di un complesso di eventi storici, paleogeografici, paleoclimatici in continuo mutamento. Difficile e laborioso è pertanto realizzare un quadro soddisfacente e completo della diversità faunistica di una regione.

L'inquadramento faunistico più aggiornato della Val di Scalve è definito nel Piano Naturalistico Comunale dell'ambito territoriale della Val di Scalve, finalizzato alla redazione del Piano Naturalistico del Parco Regionale delle Orobie Bergamasche. Importanti informazioni possono essere attinte dal Piano di Gestione del SIC IT2060005 "Val Sedornia, Val Zurio, Pizzo della Presolana" e dal Piano di Gestione della ZPS IT2060401, di pertinenza del Parco Regionale delle Orobie Bergamasche. Un'analisi critica di questi documenti consente di realizzare una caratterizzazione faunistica preliminare dell'area di studio.

Il territorio in esame è stato in passato ed è tuttora interessato da forte disturbo antropico. L'intensa attività estrattiva protrattasi per secoli fino al 1980 ha rappresentato un forte fattore di disturbo, sia in termini di interferenza con il sistema idrico sotterraneo, sia a causa della deforestazione finalizzata a ottenere legname impiegato per alimentare fucine, fornaci e calchere. Ingenti sono state anche le opere di conversione di uso del suolo ai fini agro-silvo-pastorali, anche se ora si registra una tendenza inversa. A questo si aggiunge nell'ultimo quarantennio la realizzazione di comprensori sciistici in progressivo e costante ampliamento. Elevato è l'impatto durante le fasi di realizzazione delle piste e degli impianti di risalita e forte è il disturbo arrecato nella stagione invernale dal turismo sportivo.

Data l'elevata permeabilità e carsificabilità delle rocce carbonatiche affioranti, il territorio in esame si presenta quasi completamente privo di una rete idrografica superficiale se non a carattere fortemente torrentizio, con lunghi periodi di secca interrotti da piene improvvise di breve durata. La diversità faunistica non include pertanto taxa di habitat acquatici.

FAUNA INVERTEBRATA

Il settore orografico delle Prealpi Bergamasche costituisce un *hot spot* di biodiversità per la fauna invertebrata, in termini di ricchezza specifica e di abbondanza di endemiti. Studi effettuati in Val di Scalve hanno individuato numerose specie endemiche delle Alpi, Prealpi, della Val di Scalve, ma anche del gruppo Presolana - Ferrante - Pizzo Petto, che ha rappresentato un'area di rifugio durante le glaciazioni pleistoceniche. L'area di studio è pertanto una zona di particolare interesse per la fauna invertebrata terrestre e meritevole di tutela. Il massiccio della Presolana, con il suo elevato numero di specie e sottospecie endemiche o rare, assume una particolare importanza anche sotto il profilo storico-scientifico in quanto per secoli è stata oggetto dell'attenzione di entomologi e zoologi in generale, spesso anche esteri. Secondo quanto riporta il Piano Naturalistico della Val di Scalve, la fauna dulciacquicola di questa vallata è invece povera, con bassa biodiversità. In particolare le sorgenti carsiche e i corsi d'acqua ipogei sono risultati privi di fauna macroinvertebrata.

Phylum Mollusca

Classe *Gasteropoda*

Ordine "*Architaenioglossa*"

Famiglia *COCHLOSTOMATIDAE*

Cochlostoma canestrinii

Phylum Arthropoda

Classe Arachnida

Ordine Araneae

Famiglia AMAUROBIIDAE

Coelotes pastor tirolensis

Ordine Opiliones

Famiglia PHALANGIIDAE

Megabunus bergomas

Classe Diplopoda

Ordine Chordeumatida

Famiglia NEOATRACTOSOMATIDAE

Osellasoma caoduroi

Classe Hexapoda

Ordine Coleoptera

Famiglia BYRRHIDAE

Byrrhus focarilei

Byrrhus picipes orobianus

Famiglia CARABIDAE

Abax (Abax) fiorii

Abax (Abax) parallelepipedus lombardus

Abax (Abax) arerae

Amara (Leirides) alpestris

Boldoriella (Insubrites) binaghii binaghii

Boldoriella (Insubrites) serianensis serianensis

Brososoma relictum

Carabus (Orinocarabus) castanopterus

Cychrus cylindricollis

Nebria (Oreonebria) lombarda

Trechus (Trechus) barii

Trechus (Trechus) magistrettii

Famiglia CHOLEVIDAE

Pseudoboldoria kruegeri kruegeri

Famiglia CHRYSOMELIDAE

Cryptocephalus barii

Famiglia CURCULIONIDAE

Dichotrachelus imhoffi

Otiorhynchus (Nilepolemis) decipiens

Otiorhynchus (Presolanus) diottii

Otiorhynchus (Rusnepranus) arenosus

Otiorhynchus (Rusnepranus) heeri

Famiglia STAPHYLINIDAE

Leptusa areraensis gabriellae

Leptusa grignaensis

Leptusa lombarda

Sottofamiglia PSELAPHINAE

Bryaxis emilianus

Bryaxis focarilei

Uno degli endemiti più noti del gruppo Presolana - Ferrante - Pizzo Petto è il mollusco gasteropode *Cochlostoma canestrinii*, definito vulnerabile nella *Red List* della IUCN. L'areale di questa specie terrestre e xerofila coincide a grandi linee con i confini dell'area del presente studio e si estende dall'abitato di Colere, circa 1100 m s.l.m., fino alle vette della Presolana, del Ferrante e del Pizzo Petto. L'habitat ideale per questo mollusco sono proprio i pavimenti calcarei profondamente carsificati dell'altopiano del "Mare in Burrasca", colonizzati da firmeti, praterie calcofile discontinue caratterizzate da cuscinetti di *Carex firma*, qualificati da *Tofieldia calyculata* e *Festuca quadriflora*.

Non stupisce l'abbondanza di artropodi e in particolare di coleotteri tra le specie endemiche. Molti sono i coleotteri endemici orobici o della Val di Scalve che si possono rinvenire nell'area di studio, come *Abax arerae*, *Carabus (Orinocarabus) castanopterus*, *Trechus (Trechus) barii* e *Leptusa areraensis gabriellae*. Particolare rilevanza assumono i coleotteri endemici del Gruppo della Presolana, come *Byrrhus focarilei* che predilige le praterie alpine oligotrofiche discontinue del "Mare in Burrasca", dove si mantengono condizioni di microtermia con elevati valori di umidità. Endemico dei massicci dell'Alben-Arera e della Presolana è il carabide *Boldoriella (Insubrites) binaghii binaghii*, specie anoftalma e criofila che popola gli intestizi del suolo in ambiente di alta quota. *Cychnus cylindricollis*, specie endemica di una ristretta fascia della regione prealpina popola con colonie molto localizzate le aree calcaree di alta quota, esposte a nord e a lungo innevate, come la parete nord della Presolana. Questo carabide è caratterizzato da un adattamento morfologico estremo del capo e del prototorace che gli consente di introdursi nel guscio del gasteropode *Chilostoma cingulatum* per nutrirsi. La chiocciola terrestre *Chilostoma cingulatum* abbonda alle quote più elevate dell'area in esame, sulle pareti rocciose esposte a nord. Il carabide predatore *Trechus (Trechus) magistretti* è segnalato esclusivamente sui nevai e sulle sponde sassose dei laghetto di Polzone ed è considerata stenoendemita del Massiccio della Presolana e del Monte Ferrante. Poche sono le conoscenze circa il crisomelide *Cryptocephalus barii*, presente in poche stazioni nella bergamasca e segnalato una sola volta sul Pizzo della Presolana nel 1955. Altro coleottero di cui non sono riportate precise indicazioni circa l'autoecologia, è il curculionide *Otiorhynchus*



Figura 60 - Individuo di *Chilostoma cingulatum* fotografato nei pressi del Monte Ferrantino lungo il sentiero CAI n°401). Il

(Presolanus) diottii stenoendemita del Pizzo della Presolana. Sulle praterie alpine del massiccio della Presolana è segnalato inoltre *Bryaxis focarilei*, uno stafilinide endemico delle Prealpi Orobie, ma particolarmente raro. Sono presenti nell'area in esame anche aracnidi degli ordini *Araneae* e *Opiliones* endemici delle Prealpi Bergamasche e ampiamente diffusi in Val di Scalve. Rilevante è anche la segnalazione del diplopode *Osellasoma caoduroi*, specie troglobia di cui si ha una sola segnalazione nella bergamasca, proprio sul "Mare in Burrasca" in una grotta nei pressi del Rifugio Albani.

Complessa è la tutela e la conservazione della fauna invertebrata, sia per l'elevato numero di specie, il cui riconoscimento richiede figure professionali altamente specializzate, sia perchè i campionamenti risultano piuttosto impegnativi. Proprio per questo motivo la fauna invertebrata è scarsamente rappresentata negli allegati della Direttiva "Habitat" (92/43/CEE).

ERPETOFAUNA

L'erpetofauna della Val di Scalve presenta una minor ricchezza di specie europee ed endemiche italiane rispetto alle Prealpi lombarde, probabilmente per effetto dell'isolamento geografico e della forte selezione altimetrica e climatica nei confronti dei *taxa*. Dati storici e recenti confermano l'assenza in Val di Scalve di elementi mesofili e termofili tipici del piano basale e collinare e dell'orizzonte montano inferiore dei principali fondovalle delle Prealpi lombarde. Elementi microtermi e montanoalpini sono invece ben rappresentati in Valle di Scalve, caratterizzata da peculiari condizioni climatiche, e diffusi dall'orizzonte montano inferiore fino all'orizzonte subalpino e alpino (*Salamandra atra*, *Rana temporaria*, *Zootoca vivipara* e *Vipera berus*). Gli elementi eurizonali a larga valenza ecologica (*Anguis fragilis*, *Bufo bufo*, *Coronella austriaca*, *Natrix natrix*, *Podarcis muralis* e *Vipera aspis francisciredi*) sono quelli maggiormente rappresentati nella valle, dal piano basale a quello montano.

Non esiste un elenco esaustivo delle specie di rettili e anfibi presenti nell'area di studio, ma è possibile, sulla base dell'idoneità degli habitat presenti, ipotizzare la presenza o l'assenza delle specie che sono state riscontrate in Val di Scalve. Queste considerazioni sono supportate da diversi studi erpetologici condotti sia su singole specie sia sull'intera erpetofauna del Parco Regionale delle Orobie Bergamasche, come l'attenta ed esaustiva attività di monitoraggio svolta per la stesura della relazione del Modulo Anfi.Oro, realizzato nel 2010 nell'ambito del Progetto Se.Bi.O, a cura della Stazione Sperimentale Regionale per lo studio e la conservazione degli anfibi in Lombardia- Lago di Endine (Bergamo).

Phylum Chordata

Classe Amphibia

Ordine Caudata

Famiglia SALAMANDRIDAE

Salamandra atra - Allegato IV - Direttiva "Habitat" (92/43/CEE)

Ordine Anura

Famiglia BUFONIDAE

Bufo bufo

Famiglia RANIDAE

Rana temporaria - Allegato V - Direttiva "Habitat" (92/43/CEE)

Classe Reptilia

Ordine Squamata

Famiglia LACERTIDAE

Podarcis muralis - Allegato IV - Direttiva "Habitat" (92/43/CEE)

Zootoca vivipara

Famiglia COLUBRIDAE

Coronella austriaca - Allegato IV - Direttiva "Habitat" (92/43/CEE)

Natrix natrix

Famiglia VIPERIDAE

Vipera aspis francisciredi

Vipera berus berus

Salamandra atra è un urodelo alpino, diffuso prevalentemente nell'orizzonte montano superiore e nei piani subalpino e alpino, al di sopra dei 1200 metri di quota, con maggior frequenza attorno a 1800-2000 m s.l.m.. Elusivo e prevalentemente notturno, predilige ambienti freschi e umidi con abbondanti precipitazioni annue e un substrato roccioso fortemente fessurato. Resiste a inverni rigidi e prolungati durante i quali trova rifugio nel sottosuolo. È frequente in boschi di conifere e latifoglie,

mughete, cespuglieti a *Rhododendron hirsutum* e *Alnus viridis*, ma si rinviene anche in praterie calcofile d'alta quota. Questa specie, segnalata più volte sul Gruppo della Presolana (Corbetta, 2010; Corbetta e Giovine, 2012) è inserita nell'Allegato IV della Direttiva "Habitat" (92/43/CEE). Tutte le specie di anfibi sono inoltre considerate prioritarie dalla Regione Lombardia (D.G.R. 20/04/2001 n°7/4345). *Rana temporaria*, specie particolarmente resistente al freddo, è legata alla presenza di corpi idrici sia durante l'inverno sia nel periodo riproduttivo e frequenta svariati habitat poco antropizzati, spingendosi fino a quote di 2300 m s.l.m.. Non si hanno tuttavia segnalazioni di questo anuro nell'area di studio. *Bufo bufo* non è particolarmente abbondante in Val di Scalve e frequenta prevalentemente aree di fondovalle caratterizzate da vegetazione arborea o arbustiva, ma necessita di corpi idrici di acqua stagnante per la riproduzione. Data la scarsità di habitat simili nell'area di studio è ragionevole supporre che quivi non sia particolarmente diffuso.

Comunissima nell'area di studio (Ghielmi, 2010) è anche *Zootoca vivipara*. Questo lacertide frequenta habitat caratterizzati da abbondante vegetazione erbacea ed arbustiva, come cespuglieti a *Rhododendron hirsutum* e ontanete boreali ad *Alnus viridis*, evitando formazioni forestali. L'ovoviviparità e una serie di adattamenti fisiologici, consentono a questo sauro di vivere anche a quote elevate, in climi assai rigidi e tollerare per brevi periodi persino il congelamento. *Zootoca vivipara* condivide spesso l'areale vitale con *Podarcis muralis*, lacertide che predilige pareti rocciose e pietraie. Più tipico delle aree antropiche, si rinviene anche lontano dai centri urbani nell'ambito della Val di Scalve.

L'area di studio non risulta particolarmente idonea alla presenza di *Natrix natrix* ssp. *helvetica*, colubride igrofilo, legato a pascoli o aree forestali con presenza di acqua. I ghiaioni ai margini dei boschi sono invece compatibili con la presenza di un altro colubride *Coronella austriaca*, ma le segnalazioni sono molto scarse, forse anche a causa dell'elevata elusività della specie. Frequenti nell'area di studio sono anche i viperidi, come *Vipera aspis francisciredi*, eurizonale, diffusa dal piano collinare fino 2000 m di quota, presso i margini forestali e le pietraie ai margini delle aree arbustive, e *Vipera berus berus*, specie montano alpina, osservabile tra 1000 e 2500 m di quota presso i margini dei boschi, nei lariceti, nei cespuglieti a *Rhododendron hirsutum*, ma anche nelle praterie alpine e ai margini dei macereti. I piccoli di *Vipera berus berus* si nutrono dei piccoli di *Zootoca vivipara*, con la quale condividono l'habitat.

AVIFAUNA

Soddisfacente si può ritenere invece il grado di conoscenza dell'avifauna del territorio scalvino. Il Gruppo Ornitologico Bergamasco ha cercato di definire lo status attuale dell'avifauna a livello provinciale (Cairo et al., 2003), attraverso la sintesi di dati inediti e della documentazione bibliografica disponibile: atlanti ornitologici regionali delle specie nidificanti e svernanti; *check-list* degli uccelli nidificanti nella Provincia (Cairo e Perugini, 1986); monitoraggi realizzati a scopo scientifico e gestionale in SIC e ZPS; ricerche compiute nell'ambito di studi multidisciplinari promossi e finanziati da amministrazioni locali (Andreis, 1996); indagini su ecologia ed etologia di specie di interesse conservazionistico; dati raccolti presso le stazioni di inanellamento e pubblicati annualmente a cura della Regione Lombardia; censimenti di specie oggetto di prelievo venatorio.

Il Piano Naturalistico Comunale dell'ambito territoriale della Val di Scalve raccoglie e sintetizza i dati disponibili, fornendo un quadro rappresentativo della comunità avifaunistica della sola Val di

Scalve. Queste informazioni sono state messe a confronto con quelle disponibili sul sito del Gruppo Ornitologico Bergamasco e raccolte per la redazione dell'Atlante Ornitologico delle specie nidificanti nella Provincia di Bergamo, ripartita all'uopo in 130 unità di rilevamento con lato 5 km.

In Val di Scalve è nota la presenza di 111 specie, in massima parte nidificanti, di cui il Piano Naturalistico Comunale fornisce una *check-list* con annotazioni sulla fenologia e sugli ambienti più frequentemente scelti per la nidificazione. Sulla base della conoscenza degli habitat presenti nell'area di studio si è cercato di definire, per ciascuno di questi, l'idoneità alla presenza e alla nidificazione delle specie note per la Val di Scalve.

	Conservazione			Fenologia		Ambienti frequentati									
	Direttiva "Uccelli"	Red List IUCN	Lista Rossa Italiana	Categoria	Gruppo	CI	CA	BL	BM	BA	PM	AC	AR	PA	TA
Ordine FALCONIFORMES															
Famiglia <i>Accipitridae</i>															
<i>Pernis apivorus</i>	I	LC	LC	M B	IC	1		3	2	1	1	1		1	
<i>Milvus migrans</i>	I	LC	NT	M	II	2		2	1		2				
<i>Gypaetus barbatus</i>	I	LC	CR	A	III							1	2	2	3
<i>Circaetus gallicus</i>	I	LC	VU	M	II			2	1	1	2	1	1		
<i>Circus cyaneus</i>	I	LC	NA	M W	II			2	1		2	1	1	2	
<i>Accipiter gentilis</i>		LC	LC	S B M	IA			1	2	3	1	1	1	2	
<i>Accipiter nisus</i>		LC	LC	S B M W	IA			3	2	1	2	2	1	1	
<i>Buteo buteo</i>		LC	LC	S B M W	IA			2	1	1	2	2	3	2	1
<i>Aquila chrysaetos</i>	I	LC	NT	S B M	IA					2	3	1	3	3	3
Famiglia <i>Falconidae</i>															
<i>Falco tinnunculus</i>		LC	LC	S B M W	IA		2	1	1	1	2	2	3	2	1
<i>Falco peregrinus</i>	I	LC	LC	B? M	IB								3		
Ordine GALLIFORMES															
Famiglia <i>Tetraonidae</i>															
<i>Bonasa bonasia</i>	I	LC	LC	S B	IA			1	3	2					
<i>Lagopus mutus helveticus</i>	I	LC	VU	S B	IA								2		3
<i>Lyrurus tetrix tetrix</i>	I	LC	LC	S B	IA				1	1	1	3		2	1
<i>Tetrao urogallus</i>	I	LC	VU	A?	III			1	2	2		1		1	
Famiglia <i>Phasianidae</i>															
<i>Alectoris graeca</i>	I	NT	VU	S B	IA					1	2	1	2	3	1
<i>Coturnix coturnix</i>		LC	DD	M B	IC						2			2	
Ordine GRUIFORMES															

Famiglia <i>Rallidae</i>															
<i>Crex crex</i>	I	LC	VU	M B	IC							3			
Ordine CHARADRIIFORMES															
Famiglia <i>Scolopacidae</i>															
<i>Scolopax rusticola</i>		LC	DD	M W B	IB			3	1	1	2				
Ordine COLUMBIFORMES															
Famiglia <i>Columbidae</i>															
<i>Columba palumbus</i>		LC	LC	M B	IB		2	2	1	1	2				
<i>Streptopelia deacoccyo</i>		LC	LC	S B Mirr	IA		2								
Ordine CUCULIFORMES															
Famiglia <i>Cuculidae</i>															
<i>Cuculus canorus</i>		LC	LC	M B	IC	1	1	3	2	1	2	2		1	
Ordine STRIGIFORMES															
Famiglia <i>Strigidae</i>															
<i>Bubo bubo</i>	I	LC	NT	S B Mirr	IA	1	2		1		3	1	3	2	2
<i>Glaucidium passerinum</i>	I	LC	NT	S B Mirr	IA			1	2	3	2	1			1
<i>Athene noctua</i>		LC	LC	S B Mirr	IA		2				1				
<i>Strix aluco</i>		LC	LC	S B Mirr	IA		1	3	2	1	1				
<i>Asio otus</i>		LC	LC	S B Mirr	IB			3	1	1	2				
<i>Aegolius funereus</i>	I	LC	LC	S B Mirr	IA			1	3	3	2	1			
Ordine CAPRIMULGIFORMES															
Famiglia <i>Caprimulgidae</i>															
<i>Caprimulgus europaeus</i>	I	LC	LC	M B	IC			2			1				
Ordine APODIFORMES															
Famiglia <i>Apodidae</i>															
<i>Apus apus</i>		LC	LC	M B	IC		3				1			2	
<i>Apus melba</i>		LC	LC	M B	IC						1		3	2	
Ordine CORACIIFORMES															
Famiglia <i>Upupidae</i>															
<i>Upupa epops</i>		LC	LC	M	II		1				1				
Ordine PICIFORMES															
Famiglia <i>Picidae</i>															
<i>Jynx torquilla</i>		LC	EN	M B	IC		2	1	1		1				
<i>Picus viridis</i>		LC	LC	S B Mirr	IA		1	3	2	1	1	1			
<i>Dryocopus mar-</i>	I	LC	LC	S B Mirr	IA			1	2	3	1	1			

tius																			
<i>Dendrocopos major</i>		LC	LC	S B M W	IA		1	3	2	2	1	1							
Ordine PASSERIFORMES																			
Famiglia Alaudidae																			
<i>Alauda arvensis</i>		LC	VU	M B?	IB						1							3	
Famiglia Hirundinidae																			
<i>Ptyonoprogne rupestris</i>		LC	LC	M B	IB	2	2				1				3				
<i>Hirundo rustica</i>		LC	NT	M B	IC	2	3				1								
<i>Delichon urbicum</i>		LC	NT	M B	IC	1	3				1								2
Famiglia Motacillidae																			
<i>Anthus trivialis</i>		LC	VU	M B	IC						2	3						1	
<i>Anthus pratensis</i>			NA	M	II	1					2							1	
<i>Anthus spinoletta</i>		LC	LC	M B	IB	2					2	1			3			1	
<i>Motacilla cinerea</i>		LC	LC	S B M W	IA	3	2				2							1	
<i>Motacilla alba</i>		LC	LC	S B M W	IA	2	1				3							1	
Famiglia Bombycillidae																			
<i>Bombycilla garrulus</i>		LC		Mirr Wirr	II		1	2	2	2									
Famiglia Cinclidae																			
<i>Cinclus cinclus</i>		LC	LC	S B	IA	3													
Famiglia Troglodytidae																			
<i>Troglodytes troglodytes</i>		LC	LC	S B M W	IA	2	2	3	2	1	1	2							
Famiglia Prunellidae																			
<i>Prunella modularis</i>		LC	LC	M B	IB			1	1	2	1	3							
<i>Prunella collaris</i>		LC	LC	S B M W	IA										1	1		3	
Famiglia Turdidae																			
<i>Erithacus rubecula</i>		LC	LC	S B M W	IA	2	2	3	2	1	1	1							
<i>Phoenicurus ochruros</i>		LC	LC	M B	IB		2				2	1	3	2					
<i>Phoenicurus phoenicurus</i>		LC	LC	M B	IC		3				2								
<i>Saxicola rubetra</i>		LC	LC	M B	IC						2	3						1	
<i>Saxicola torquata</i>		LC	VU	M B	IB						3								
<i>Oenanthe oenanthe</i>		LC	NT	M B	IC						1							3	2
<i>Monticola saxatilis</i>		LC	VU	M B	IC						1				3				

<i>Turdus torquatus</i>		LC	LC	M B W	IB					1		3			1	
<i>Turdus merula</i>		LC	LC	S B M W	IA		3	2	1	1	1					
<i>Turdus pilaris</i>		LC	NT	M W S B	IA			2	2	3	3	1			1	
<i>Turdus philomelos</i>		LC	LC	M B W	IA		1	2	3	2	2	1				
<i>Turdus iliacus</i>		NT	NA	M W	II			2	2	1	2					
<i>Turdus viscivorus</i>		LC	LC	S B M W	IA			1	2	3	1					
Famiglia Sylviidae																
<i>Sylvia curruca</i>		LC	LC	M B	IC					2		3				
<i>Sylvia borin</i>		LC	LC	M B	IC				1	1		3				
<i>Sylvia atricapilla</i>		LC	LC	M B	IB		2	3	2	1						
<i>Phylloscopus bonelli</i>		LC	LC	M B	IC			3	2	1						
<i>Phylloscopus sibilatrix</i>		LC	LC	M B	IC			3								
<i>Phylloscopus collybita</i>		LC	LC	M B	IB			3	2	1						
<i>Phylloscopus trochilus</i>		LC		M	II			3	1							
<i>Regulus regulus</i>		LC	NT	S B M W	IA		1	1	2	3						
<i>Regulus ignicapillus</i>		LC	LC	S B M W	IA		1	2	3	1						
Famiglia Muscicapidae																
<i>Muscicapa striata</i>		LC	LC	M B	IC		3	2	1		1					
<i>Ficedula hypoleuca</i>		LC	NA	M	II		1	3	2	1	1					
Famiglia Aegithalidae																
<i>Aegithalos caudatus</i>		LC	LC	S B M W	IA		1	3	2	1	1					
Famiglia Paridae																
<i>Cyanistes caeruleus</i>		LC	LC	S B M W	IA		1	3	2	1						
<i>Lophophanes cristatus</i>		LC	LC	S B Mirr	IA			1	1	3						
<i>Periparus ater</i>		LC	LC	S B M W	IA		1	1	2	3						
<i>Parus major</i>		LC	LC	S B M W	IA		3	2	1	1						
<i>Poecile montanus</i>		LC	LC	S B	IA			1	1	2		3				
<i>Poecile palustris</i>		LC	LC	S B M W	IA			3	1							
Famiglia Sittidae																
<i>Sitta europaea</i>		LC	LC	S B Mirr	IA			3	1							
Famiglia Tichodromadiidae																
<i>Tichodroma muraria</i>		LC	LC	S B M W	IA		1						3			
Famiglia Certhiidae																
<i>Certhia fami-</i>		LC	LC	S B	IA				1	3						

Interpretazione dell'elenco in ordine sistematico delle specie potenzialmente riscontrabili nell'area di studio (modificato dal Piano Naturalistico Comunale dell'ambito territoriale della Val di Scalve).

Le specie incluse nell'Allegato I della Direttiva "Uccelli" (79/409/CEE) sono contrassegnate da *. Categorie fenologiche: S = *Sedentario*, presente durante l'intero corso dell'anno; B = *Breeding*, nidificante; M = *Migratore*, la cui presenza si limita al periodo primaverile e autunnale; W = *Wintering*, svernante; A = *Accidentale*, presente solo occasionalmente sul territorio; irr = *irregolare*, indica una ricorrenza variabile del fenomeno nel corso degli anni; ? = esprime incertezza sull'attendibilità del dato. Gruppo fenologico: IA = specie nidificanti sedentarie, presenti durante l'intero corso dell'anno, tipiche dell'avifauna montana; IB = specie nidificanti con movimenti migratori a breve o medio raggio, le cui zone di svernamento sono poste entro il Bacino del Mediterraneo; IC = specie nidificanti con movimenti migratori a lungo raggio, le cui zone di svernamento si collocano nell'Africa subsahariana; II = specie esclusivamente migratrici e/o svernanti, la cui presenza nell'area si limita al periodo delle migrazioni ed eventualmente alla stagione invernale; III = specie accidentali, presenti solo occasionalmente nell'area. Ambienti frequentati corredati di rispettivi codici Natura 2000 presenti nell'area di studio: CI = Corpi idrici (31); CA = Centri abitati e coltivati; BL = Boschi di latifoglie (9130); BM = Boschi misti di latifoglie e aghifoglie; BA = Boschi di aghifoglie a dominanza di *Picea abies* e *Larix decidua* (9410-9420); PM = Prati e pascoli montani (6230-6520); AC = Arbusti contorti, boscaglie a *Pinus mugo* o *Alnus viridis*, cespuglieti a *Rhododendron* spp. e *Juniperus nana* (4060-4070-6430); AR = Ambienti di rupe e ghiaione (8120-8210); PA = Praterie alpine continue e discontinue (6170); TA = Tundra alpina. Alle preferenze ecologiche sono abbinati dei codici di idoneità: 3 = ambiente di elezione della specie, in cui si registrano le densità più elevate; 2 = ambiente in cui la specie è regolarmente presente anche se con densità inferiori; 1 = ambiente in cui la specie è presente irregolarmente e con valori di densità ridotti. Celle a sfondo grigio = tipologie ambientali preferenziali per la nidificazione di ciascuna specie.

Idoneità degli habitat per l'avifauna

I boschi di latifoglie a bassa densità e con abbondanti radure sono favorevoli alla nidificazione di molte specie di rapaci, notturni, come *Strix aluco* e *Asio otus*, e diurni, tra cui *Accipiter nisus* e *Buteo buteo*, la cui presenza è accertata nella Val di Scalve. Boschi non troppo fitti favoriscono anche specie nidificanti al suolo come *Scolopax rusticola* e *Caprimulgus europaeus*, che si insedia preferenzialmente in zone ecotonali con copertura arborea rada, ma ricca di arbusti e cespugli. Questo habitat è tuttavia scarsamente rappresentato nell'area di studio, dove le fagete (cod. 9130) sono state in larga parte sostituite da boschi misti. Il progressivo abbandono delle tradizionali pratiche agro-silvo-pastorali ha inoltre favorito la rapida ricolonizzazione di prati e pascoli da parte della vegetazione arborea e arbustiva, portando alla riduzione dei siti di nidificazione per queste specie. Gli spazi aperti sono oggi rappresentati essenzialmente dai tratti più a valle dei tracciati delle piste da sci e pertanto troppo disturbati per consentire la nidificazione. La presenza di popolazioni nidificanti di succiacapre nel territorio si ritiene poco probabile, soprattutto alla luce dell'inserimento della specie nell'Allegato I della Direttiva "Uccelli" (79/409/CEE), che riflette un decremento delle popolazioni a scala non solo locale.

La progressiva e crescente urbanizzazione verificatasi nel territorio di Colere in risposta allo sviluppo turistico e sportivo, ha indotto specie di ambienti forestali tra cui molti passeriformi e *Athene noctua*, a cercare condizioni favorevoli anche nei centri abitati, già frequentati da molte specie marcatamente urbane, che nidificano sotto tetti e travi o nelle cavità dei muri.

Molto più rappresentati sui versanti freschi e ombrosi nell'area di studio sono i boschi misti a dominanza di *Picea abies*, *Fagus sylvatica* e *Abies alba*, che si spingono fino all'orizzonte montano superiore. Questi boschi sono frequentati anche da *Picoides major*, i cui vecchi nidi vengono sfruttati da molti passeriformi, tra cui *Pyrrhula pyrrhula*, classificato come vulnerabile dalla Lista Rossa Italiana. I boschi misti ospitano inoltre specie di grande interesse conservazionistico come *Pernis apivorus* e *Bonasa bonasia*. Entrambi elencati nell'Allegato I della Direttiva "Uccelli" (79/409/CEE), falco pecchiaiolo e francolino di monte sono minacciati sia dal prelievo illegale sia dalla riduzione degli habitat idonei al reperimento di nutrimento o alla nidificazione. Il falco pecchiaiolo nidifica tuttavia a quote inferiori a 1000 m e raramente si spinge a maggiori altitudini. Nonostante le buone potenzialità nell'area di studio, il francolino di monte è presente con densità molto basse in tutta la Val di Scalve.

Ambienti seminaturali come prati pingui e pascoli montani (cod. 6520) sono particolarmente adatti alla nidificazione di un elevato numero di specie, molte delle quali risultano minacciate proprio dalla rapida contrazione di questi habitat dovuta all'abbandono delle tradizionali pratiche di falciatura e concimazione. È il caso di *Crex crex*, inserito nell'Allegato I della Direttiva "Uccelli" (79/409/CEE), la cui sopravvivenza è minacciata a livello globale. Non si dispone di precise informazioni circa la distribuzione del re di quaglie in Val di Scalve. Altra specie fortemente legata agli ambienti prativi sia per l'alimentazione sia per la nidificazione è *Emberiza citrinella*, sempre più minacciata dall'abbandono delle pratiche agro-silvo-pastorali.

I torrenti (cod. 32) possono fornire buone opportunità di nidificazione e alimentazione a specie come *Cinclus cinclus*, *Motacilla cinerea* o *Motacilla alba*. Queste specie potrebbero frequentare la sorgente del torrente Rino, poco lontana dall'area di studio e transitare in essa. Nell'area di studio, altamente carsificata, i corsi d'acqua sono invece sotterranei ed emergono solo nel caso in cui la superficie topografica intersechi la falda o un banco di strati impermeabili. Queste sorgenti possiedono, nella maggior parte dei casi, carattere fortemente torrentizio, con lunghi periodi di secca interrotti da improvvise piene che si esauriscono rapidamente.

I boschi di aghifoglie sono rappresentati nell'area di studio da peccete montane (cod. 9410), boschi misti di *Picea abies* e *Larix decidua*, ma soprattutto boschi radi a dominanza di *Larix decidua* del piano subalpino (cod. 9420). Queste formazioni offrono rifugio a diverse specie inserite nell'Allegato I della Direttiva "Uccelli" (79/409/CEE), tra cui *Dryocopus martius*, *Glaucidium passerinum*, *Aegoleus funereus* e *Accipiter gentilis*. Formazioni sufficientemente estese e non eccessivamente fitte, piuttosto ricche di alberi di grosse dimensioni sono particolarmente idonee alla nidificazione di *Dryocopus martius*, specialmente se ricoprono versanti montuosi impervi e poco accessibili, tra 1400 e 1800 m. Le cavità naturali o scavate nel legno da piciformi sono sfruttate da *Aegoleus funereus* e *Glaucidium passerinum*, specie difficile da avvistare e pertanto probabilmente sottostimata. I principali fattori di vulnerabilità per il picchio nero, la civetta nana e la civetta capogrosso, sono rappresentati dall'abbattimento di vecchi tronchi morti o marcescenti e atti di bracconaggio. Poche sono le segnalazioni recenti di Acci-

piter gentilis in Val di Scalve e pertanto risulta difficile valutarne la presenza nell'area di studio, che tuttavia è potenzialmente idonea. Numerose sono inoltre le specie di passeriformi nidificanti, sia sedentarie sia migratrici.

La principale minaccia alla conservazione degli habitat forestali è rappresentata, non tanto dalle naturali dinamiche di vegetazione che sono favorevoli alla loro espansione, ma piuttosto da radicali conversioni dell'uso del suolo. La realizzazione di piste da sci in questi habitat interrompe bruscamente la copertura arborea senza consentire lo sviluppo di aree ecotonali, indispensabili per il mantenimento di un'elevata diversità all'interno delle comunità avifaunistiche. Gli impianti rappresentano inoltre un rischio concreto per tetraonidi e rapaci che, nel tentativo di attraversare gli spazi aperti, possono collidere con i cavi aerei.

Le formazioni arbustive a *Rhododendron* spp. e *Juniperus nana* (cod. 4060), le boscaglie a *Pinus mugo* (cod. 4070) e le ontanete ad *Alnus viridis* (cod. 6430), che dominano l'orizzonte subalpino superiore, sono diffuse nell'area di studio, sia lungo il versante settentrionale del Pizzo della Presolana sia in Val Conchetta. Queste cenosi costituiscono zone ecotonali preziose per diverse specie elencate nell'Allegato I della Direttiva "Uccelli" (79/409/CEE). In particolare, rodoreti, alneti e mughete al margine del bosco rappresentano l'ambiente di elezione per le arene di *Lyrurus tetrix*. Il rimboschimento naturale dei versanti e soprattutto la costruzione di impianti di risalita e tracciati di piste da sci in zone di canto e svernamento, hanno determinato una forte riduzione degli habitat idonei. La pressione antropica minaccia anche direttamente il fagiano di monte, sia attraverso prelievi venatori non attentamente pianificati sia con il disturbo della nidificazione. Durante l'inverno inoltre, il fagiano di monte cerca di ridurre al minimo il proprio metabolismo trascorrendo le giornate in buche scavate nella coltre nevosa, pertanto, discese fuori pista possono aumentare ulteriormente il tasso di mortalità. Nel corso degli ultimi decenni si è registrato un notevole decremento della densità del fagiano di monte, in parte correlabile anche a variazioni dei parametri climatici. Tra le altre specie che frequentano arbusteti e boscaglie vi è *Saxicola rubetra*, che appare anch'essa in sensibile declino per via dell'abbandono di pascoli e alpeggi.

Oltre il limite dei boschi si estendono le praterie alpine (cod. 6170), caratterizzate nell'area di studio essenzialmente da formazioni a dominanza di *Sesleria coerula*, *Carex sempervirens* e *Carex firma*. Queste fitocenosi rappresentano il principale territorio di caccia di *Aquila chrysaetos*. Vi nidificano invece altre specie di interesse comunitario, prima fra tutte *Alectoris graeca*, che predilige aree aperte su versanti acclivi, assolati e asciutti, dove l'accentuata pendenza e il substrato roccioso affiorante favoriscono un rapido deflusso idrico. I censimenti effettuati nel corso dell'ultimo ventennio in Val Seriana dal locale Comprensorio Alpino di Caccia hanno messo in evidenza una dinamica delle popolazioni di coturnice caratterizzata da marcate oscillazioni cicliche correlabili alle fluttuazioni dei parametri climatici. Inverni rigidi e nevosi sembrano infatti incidere notevolmente sul tasso di mortalità delle popolazioni e un eccesso di precipitazioni nel periodo di schiusa delle uova sembra essere negativamente correlato al successo riproduttivo. Tra le principali cause di questo regresso vi sono il prelievo venatorio, il disturbo antropico durante la nidificazione e la perdita dell'habitat, per cause naturali e antropiche.

Queste formazioni erbacee diradano progressivamente salendo in quota sui crinali rocciosi del Pizzo di Petto, del Monte Ferrante e soprattutto del massiccio della Presolana, le cui cenge sono colonizzate da una vegetazione che assume i tratti della tundra alpina. Le specie dominanti delle praterie alpine cedono il passo a salici nani e crittogame, generando ambienti sempre più inospitali per l'avifauna. Solo poche specie riescono a soddisfare le proprie esigenze trofiche. Fra queste, *Lagopus muta*, relitto dell'ultima glaciazione e pertanto inserita in Allegato I della Direttiva "Uccelli" (79/409/CEE), di cui è accertata la presenza sul massiccio della Presolana. Altra specie di interesse comunitario presente con poche coppie in tutto il territorio della Val di Scalve, ma segnalata all'interno dei confini dell'area di studio, nei pressi del Monte Ferrante, è *Montifringilla nivalis*. La precoce scomparsa della copertura nevosa, dovuta al rapido riscaldamento climatico in atto, determina un forte calo nella disponibilità trofica del fringuello alpino, che si nutre generalmente di larve di insetti catturate nelle acque di fusione dei residui di neve.

Altrettanto ben rappresentati nell'area di studio sono le rupi (cod. 8210) e i ghiaioni (cod. 8120) carbonatici, habitat poco ospitali dove gli organismi vegetali sono sottoposti a condizioni di forte stress e quelli animali faticano a soddisfare le proprie esigenze trofiche, ma l'avifauna rappresenta in questo senso un'eccezione. Diverse specie di uccelli altamente specializzati hanno trovato protezione da potenziali predatori proprio negli ambienti rupestri. Accertata sin dal secolo scorso è la presenza sulle pareti orientali del massiccio della Presolana di una coppia nidificante di *Aquila chrysaetos*, inserita nell'Allegato I della Direttiva "Uccelli" (79/409/CEE). La parete nord, viceversa, è poco vocata all'insediamento dell'aquila reale che predilige versanti assolati, dove può sfruttare le correnti ascensionali per guadagnare rapidamente quota durante il volo. In associazione alla disponibilità di pareti rocciose idonee alla nidificazione, l'aquila reale necessita di ampi territori aperti per la caccia, come le praterie alpine o le lande alpine. Le principali minacce per questa specie includono: bracconaggio, impatto con cavi sospesi, folgorazione e saturnismo. Terrazzi rocciosi e cenge sono idonei alla nidificazione di *Bubo bubo*, che tuttavia non è segnalato come specie nidificante nell'area secondo l'Atlante Ornitologico della Provincia di Bergamo. Anche *Falco peregrinus*, nidifica su pareti verticali, ma non nel territorio in esame. Probabilmente questa specie evita le pareti della Presolana in quanto risente del disturbo arrecato dalle attività sportive, tra cui alpinismo e arrampicata, e della concomitante presenza dei corvidi *Pyrrhocorax pyrrhocorax* e soprattutto *Corvus corax*. Il pellegrino, meno tollerante alla presenza antropica, si allontana dai nidi lasciando incustoditi uova e nidiacei che divengono facile preda del corvo imperiale (Brambilla *et al.*, 2004). Certa è invece la presenza di *Falco tinnunculus*. Nei punti più riparati, sotto sporgenze o nelle fessure, nidificano altre specie rupicole, come *Tichodroma muraria*, mentre in cavità poco profonde o sotto le pietraie nidificano *Monticola saxatilis* e *Phoenicurus ochruros*.

Gli specchi d'acqua situati ad alta quota (cod. 31) possono offrire opportunità di sosta a diverse specie migratrici, ma privi di vegetazione lungo le sponde e molto frequentati da escursionisti non sono ospitali per l'avifauna nel periodo riproduttivo. Il Laghetto di Polzone, ospitato in una dolina impermeabilizzata, è l'unica raccolta d'acqua pressoché stabile nell'area di studio, anche se soggetto a fenomeni di prosciugamento.

MAMMALOFAUNA

Non è disponibile un elenco esaustivo della mammalofauna presente nella Val di Scalve e le poche informazioni disponibili sono relative solamente alle specie di mammiferi incluse negli Allegati II, IV e V della Direttiva "Habitat" (92/43/CEE), o di particolare interesse venatorio, come *Cervus elaphus* e *Capreolus capreolus*. Sulla base dell'idoneità degli habitat presenti nell'area di studio è possibile stimare la presenza o l'assenza di queste specie. Le informazioni sugli ungulati selvatici sono state integrate con i dati disponibili derivanti da censimenti pianificati dal Servizio Faunistico del Settore Agricoltura, Caccia e Pesca della Provincia di Bergamo e svolti durante la stagione primaverile ed estiva del 2008.

Nel territorio della Val di Scalve sono presenti *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *Rupicapra rupicapra* e *Capra ibex*. Quasi scomparso dal territorio italiano per effetto del prelievo diretto e delle trasformazioni degli habitat, *Cervus elaphus* ssp. *hippelaphus*, ha ricolonizzato spontaneamente le Alpi in seguito a ripetuti episodi di espansione delle popolazioni svizzere, austriache e slovene. Tuttavia non è particolarmente abbondante né all'interno del Parco Regionale delle Orobie Bergamasche, né in Val di Scalve, dove si stimano solamente 40 esemplari. Infatti, nonostante le quote inferiori dell'area di studio presentino boschi di latifoglie e boschi misti alternati a pascoli, compatibili con la presenza di *Cervus elaphus* ssp. *hippelaphus*, non si registrano avvistamenti. Anche *Capreolus capreolus capreolus* è stato oggetto di persecuzione diretta e ha risentito dello sviluppo delle attività agro-silvo-pastorali. Con il progressivo abbandono di queste attività ha recuperato buona parte del suo areale storico, soprattutto nei territori di media montagna con un'alternanza di boschi di latifoglie e radure, anche con densità di popolazione assai inferiori a quelle potenziali. I recenti censimenti indicano infatti la presenza di questa specie appena oltre i confini nord-orientali dell'area di studio, nel territorio di Vilminore di Scalve, ma anche all'interno dell'area di studio, nel territorio di Colere, località Pian di Vione. Qui sono stati avvistati 5 individui, di cui 1 maschio e 2 femmine di un anno e 1 maschio e 1 femmina di più di due anni. Scarsamente rappresentata nell'area di studio è *Capra ibex*. In Val di Scalve, sono segnalati pochi esemplari isolati, provenienti probabilmente dall'Alta Val Seriana, dove, tra il 1985 e il 1992, erano stati reintrodotti con successo 55 esemplari per sopperire all'incontrollato prelievo venatorio che nei secoli precedenti ne aveva seriamente minato la sopravvivenza in territorio orobico. Ampiamente diffuso nell'area di studio, dall'orizzonte montano a quello alpino, è invece *Rupicapra rupicapra*. Elevata è l'idoneità ambientale per il camoscio, che si rinviene tra 1000 e 2500 m di quota nelle aree forestali di conifere e latifoglie ricche di sottobosco ed intervallate da pareti rocciose e scoscese, radure e canaloni, cespuglieti a *Rhododendron* spp. con alberi sparsi di *Larix decidua*, boscaglie ad *Alnus viridis* e a *Pinus mugo*, ma anche praterie alpine sopra al limite della vegetazione arborea sino all'orizzonte nivale. Sino alla metà del 1900 la popolazione di camosci del Parco delle Orobie Bergamasche era rappresentata da poche unità. Nel 1996 il progetto "Camoscio in Presolana" ha promosso la crescita di questa popolazione immettendo, ai piedi della Presolana, in località Valzurio, 45 capi provenienti dal Parco Naturale delle Alpi Marittime. Un censimento realizzato nell'ultimo decennio nelle zone a caccia programmata del Comprensorio Alpino della Val di Scalve ha rilevato la presenza di 357 esemplari nella valle. All'interno dell'area di studio sono stati censiti: 22 individui nei pressi del Colle della Guaita, di cui 4 maschi e 6 femmine di 4-10 anni, 2 maschi e 1 femmina di 2-3 anni, 4 giovani di 1 anno e 5 cuccioli dell'anno; 26 individui nelle vicinanze del Monte Fer-

rante, di cui 3 maschi e 7 femmine di 4-10 anni, 2 maschi e 3 femmine di 2-3 anni, 5 giovani di 1 anno e 6 cuccioli dell'anno.



Figura 61 - Femmina di *Rupicapra rupicapra* di almeno due anni di età, in Val Conchetta. Impronta di rinvenuta nei pressi del sentiero CAI n°404.

L'area di studio presenta una buona potenzialità per *Martes martes* che frequenta preferenzialmente foreste d'alto fusto di grande estensione e con scarso sottobosco, fino a 2000 m di quota, ma non si hanno segnalazioni. Esiste un unico avvistamento certo e documentato di *Canis lupus ssp. lupus* in tutta la Val di Scalve relativo ad un giovane esemplare probabilmente entrato in fase di dispersione, fotografato nell'estate del 2003 sull'altopiano del "Mare in Burrasca". La dispersione, elemento chiave dell'ecologia del lupo, comporta spostamenti anche di diverse centinaia di chilometri che sono causa di un'alta mortalità in questa fascia di età, ma al tempo stesso consentono alla specie di ricolonizzare aree anche molto distanti dei territori con presenza stabile. A parte alcuni campioni fecali e qualche resto di ungulato cacciato dal predatore, non si hanno indizi certi di una presenza stabile della specie nell'area in esame. Dato il comportamento elusivo e le abitudini prevalentemente notturne, risulta estremamente difficile censire con esattezza le popolazioni di *Ursus arctos ssp. arctos* nonostante le considerevoli dimensioni. Le uniche segnalazioni nel territorio del Parco Regionale delle Orobie Bergamasche sono relative ad un unico individuo, denominato JJ5, discendente di orsi reintrodotti in Trentino nel Parco Naturale Adamello-Brenta nell'ambito del progetto "Life Ursus". L'esemplare ha frequentato il territorio orobico, inclusa la Val di Scalve, durante il 2008 e il 2009.

Dubbie sono le potenzialità nell'area di studio per *Muscardinus avellanarius*, specie ad ampia valenza ecologica, che predilige tuttavia aree boschive a *Quercus* spp con strato arbustivo differenziato, in particolare in situazioni ecotonali (Cantini, 1991). Eccellenti sono invece le potenzialità del territorio in esame per *Marmota marmota*, che abita praterie alpine e arbusti a *Rhododendron* spp. e *Juniperus nana*, preferibilmente su versanti soleggiati ad elevata pendenza, caratterizzati da detriti morenici che offrono agli animali punti di osservazione elevati rispetto alla vegetazione e sostegno strategico per gli ingressi delle tane. In particolare è stata riscontrata sul campo la presenza di una popolazione di marmotte in Val Conchetta e nei pressi del Passo dello Scagnello, da dove è possibile udire il fischio di allarme delle sentinelle.

Ottime sono anche le potenzialità per *Lepus timidus ssp. varronis*, specie ampiamente diffusa nelle foreste rade, nelle boscaglie ad *Alnus viridis*, nei cespuglieti a *Rhododendron* spp., ma anche nelle praterie alpine, spingendosi fino a 2000 m di quota.



Figura 62 - *Marmota marmota* su un masso erratico in Val Conchetta e tana di *Marmota marmota* sostenuta da detrito morenico e dalle radici di un arbusto di *Erica carnea*.

Il Piano di monitoraggio dei Vertebrati terrestri di interesse comunitario in Lombardia mostra potenzialità nell'area di studio per la presenza di diverse specie di *Chiroptera* incluse in Allegato II della Direttiva "Habitat" (es. *Barbastella barbastellus*, *Myotis bechsteinii* e *Myotis emarginatus*). Tuttavia non sono state condotte indagini chiropterologiche né in Val di Scalve, né all'interno del territorio del SIC IT2060005, pertanto non si dispone di informazioni a riguardo.

ANALISI DEI DATI ATTRAVERSO GIS

La cartografia presentata nella relazione, ove non diversamente specificato, è il prodotto della personale elaborazione di informazioni spazialmente georeferenziate in ambiente GIS, in particolare attraverso il software ArcMap 9.3.

Quasi tutti i dati grezzi sono stati scaricati dal Geoportale della Regione Lombardia, alcuni con struttura vettoriale e altri raster, sempre con sistema di coordinate di riferimento WGS84 - UTM Zona 32N. Sono disponibili in formato *shapefile*: limiti amministrativi di Regione, Province e Comuni; confini delle aree protette di Lombardia, Parchi Regionali, SIC e ZPS; digitalizzazione della CTR in scala 1:10.000, con curve di livello, punti quotati e idrografia; Carta Geologica in scala 1:10.000 del Foglio 078 - Breno; basi informative per la cartografia geomorfologica; Carta Pedologica in scala 1:250.000; Carta della Capacità d'uso dei suoli in scala 1:10.000; Carta di Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali, DUSAF 4.0, in scala 1:10.000. Sono disponibili in diversi formati *raster*: DTM con risoluzione 5x5 metri; fogli C4E1, D4A1 e D4A2 della CTR in scala 1:10.000; Carta dei tipi forestali ecologicamente coerenti e Carta dei tipi forestali reali, entrambe con risoluzione 50x50 metri. La Carta delle Unità Ambientali e le carte delle segnalazioni faunistiche realizzate per il Piano Naturalistico Comunale della Val di Scalve sono invece disponibili sul sito del Comune di Vilminore di Scalve in formato *shapefile*, con sistema di coordinate di riferimento Gauss-Boaga. Il Comune di Vilminore fornisce anche lo *shapefile* lineare dei principali sentieri CAI della Val di Scalve.

L'ortofotografia del territorio lombardo, realizzata nel 2007, non è disponibile per il download, ma è possibile visualizzarla in ArcMap attraverso i servizi di mappa WMS (*Web Map Service*) del Geoportale della Regione Lombardia. La Carta Ecopedologica d'Italia, la Carta Fitoclimatica d'Italia e la Carta delle Serie della Vegetazione d'Italia sono invece disponibili, in scala 1:250.000, come servizi WFS (*Web Feature Service*), sul Geoportale Nazionale del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare. Attraverso ArcCatalog è stato possibile stabilire la connessione con i servizi WMS (*GIS Servers* → *Add ArcGIS Server*), che restituiscono solo immagini di mappa, e WFS (*Interoperability Connections* → *Add Interoperability Connection*), che forniscono oggetti grafici che possono essere importati in ArcView, modificati e analizzati spazialmente. Il sistema di coordinate di riferimento delle carte ottenute tramite i servizi WFS è geografico, riferito al datum WGS84.

Dopo l'analisi di tutti i dati vettoriali e raster ottenuti è stato possibile organizzare la banca dati. Si è scelto di mantenere il sistema di coordinate di riferimento UTM Zona 32 N - WGS84 per l'intera banca dati. Le carte con sistema di coordinate geografiche riferito al datum WGS84 sono state quindi semplicemente proiettate in sistema di coordinate chilometriche, mentre per la Carte delle Unità Ambientali e per quella delle segnalazioni faunistiche è stato necessario cambiati il sistema di coordinate di riferimento, da Gauss-Boaga a UTM Zona 32 N, e il datum associato.

Dagli *shapefile* dei limiti amministrativi e delle aree protette, sono stati estratti (*Select by Attributes* e quindi *Export Data*) i limiti della Provincia di Bergamo e della Comunità Montana della Valle di Scalve e i confini del Parco Regionale delle Orobie Bergamasche, della ZPS - IT2060401 e del SIC - IT2060005. Allo stesso modo sono stati estratti il bacino idrografico del fiume Dezzo, i sottobacini dei torrenti Rino e Nembo e i rispettivi corsi d'acqua principali e secondari.

L'area di studio è stata delimitata sulla base dell'orografia e dell'idrografia dell'area, cercando di sfruttare i naturali lineamenti morfologici del territorio. È stato quindi realizzato un nuovo *shapefile* poligonale ed è stato digitalizzato il confine dell'area di studio seguendo principalmente dislivelli e impluvi, ma anche isoipse. Questo poligono è stato poi utilizzato come geometria di *input* per realizzare i *clip* della maggior parte dei *layers* forniti dal Geoportale, sia vettoriali che raster.

Per la caratterizzazione morfometrica delle forme e degli elementi del rilievo dell'area in esame è possibile ricorrere all'elaborazione di un modello digitale del terreno DTM, interpolando le curve di livello con equidistanza 10 metri derivate dalla conversione in struttura vettoriale della CTR in scala 1:10.000. Per creare una rappresentazione continua dell'elevazione è possibile generare un'interpolazione triangolare (TIN) dell'area di studio e poi ricavarne il DTM oppure sfruttare altre funzioni di interpolazione di ArcToolbox, come *Topo to Raster*, che utilizza, oltre alle isoipse, anche i punti quotati e l'idrografia. Tuttavia, si è preferito utilizzare per l'analisi spaziale il DTM con risoluzione di 5x5 metri reso disponibile dalla Regione Lombardia in quanto si basa su dati altimetrici aggiornati al 2015. Sulla base del modello digitale del terreno sono state ricostruite la pendenza in gradi e l'esposizione dei versanti dell'area di studio e l'ombreggiatura del rilievo, realizzata simulando una fonte di luce posizionata a sud-est, *azimuth* 135°, e inclinata di 45° sul piano orizzontale (*3D Analyst* → *Surface Analysis* → *Slope/Aspect/Hillshade*). Per una migliore resa grafica dell'altimetria si è scelto di realizzare in ArcScene un modello tridimensionale dell'area. La tridimensionalità è stata attribuita alla carta dell'ombreggiatura del rilievo attraverso l'assegnazione delle coordinate dell'asse *z* derivate dalle quote del DTM, con un fattore di moltiplicazione pari a 1,5 (*Layer Properties* → *Base Heights*). Per il modello 3D si è preferito scegliere per l'ombreggiatura del rilievo una fonte luminosa posta a nord-ovest, *azimuth* 315°, così da illuminare la parete nord della Presolana. Sono stati inoltre costruiti diversi profili topografici (*3D Analyst* → *Interpolate Line* → *Create Profile Graph*).

Tutte le carte dell'area di studio sono state esportate in formato EMF (*Enhanced metafile*).

- La Carta Geologica riporta le unità litostratigrafiche e i lineamenti strutturali, come faglie e *thrust*, conformi al Foglio 078 - Breno in scala 1:10.000.
- La Carta Geomorfologica è stata realizzata attraverso la giustapposizione di *shapefile* rappresentanti le forme del paesaggio osservate su campo o derivanti dall'interpretazione di ortofotografie. La base litologica è stata ricavata sintetizzando le informazioni della Carta Geologica. Si è cercato di riprodurre la simbologia ufficiale del Servizio Geologico Nazionale.
- Dal confronto fra la Carta delle Unità Ambientali e la Carta di Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali, DUSAF, emerge una non completa corrispondenza fra le entità in termini sia di forma, sia di attributi. Si è scelto quindi di realizzare una Carta degli Habitat che unifichi le informazioni già presenti e le integri con quelle derivanti da osservazioni su campo. È stata operata una revisione critica dei perimetri e delle tipologie vegetali anche su base aerofotogrammetrica, mirata all'individuazione di corrispondenze tra le entità delle due carte. La Carta degli Habitat è stata realizzata mediante la digitalizzazione dei confini degli habitat in un nuovo *shapefile*, nel rispetto delle regole topologiche.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREIS C., 1996. Parco Regionale Orobie Bergamasche. Indagine floristico-vegetazionale e faunistica (finalizzata alla stesura del Piano Territoriale di Coordinamento). *Relazione Tecnica*, Università degli Studi di Milano.
- ANDREIS C., 2002. I distretti geobotanici. In: Del Favero R. (a cura di), *I tipi forestali della Lombardia*. Cierre ed., Verona: 36-40.
- AZZONI A., ZANCHI A., 1989. Itinerari geologici in Val Seriana. CAI, *Itinerari naturalistici e geografici attraverso le montagne italiane*. Tamari, Bologna.
- BERRA F., JADOUL F., 2002. Evidence of a "mid-Carnian" transgression in the western Southern Alps (Lombardy, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia (Research In Paleontology and Stratigraphy)*, 108(1).
- BOLLATI I., ZUCALI M., GIOVENCO C., PELFINI M., 2014. Geoheritage and sport climbing activities: using the Montestrutto cliff (Austroalpine domain, Western Alps) as an example of scientific and educational representativeness. *Italian Journal of Geosciences*, 133 (2): 187-199.
- BONA E., BONACINA A., DONADELLI G., FEDERICI G., FERRANTI R., MANGILI L., MAZZOLI A., PERICO G., RAVASIO G., RIVOLA M., 2013. Flora vascolare delle "terre alte" delle Alpi Orobie. *Rivista del Museo civico di Scienze Naturali "E. Caffi" Bergamo*, 26: 3-114.
- BOSELLINI A., MUTTI E., RICCI LUCCHI F., 1989. Rocce e successioni sedimentarie. *Scienze della Terra*. UTET.
- BRAMBILLA M., RUBOLINI D., GUIDALI F., 2004. Rock climbing and raven *Corvus corax* occurrence depress breeding success of cliff-nesting peregrines *Falco peregrinus*. *Ardeola*, 51(2): 425-430.
- CAIRO E., FERRARIO E., BASSI E., CACCIA M., ROTA R., 2003. L'avifauna della provincia di Bergamo: check-list aggiornata al 2001 e caratterizzazione fenologica. *Rivista del Museo civico di Scienze Naturali "E. Caffi" Bergamo*, 21: 47-85.
- CAIRO E., PERUGINI F., 1986. Check-list degli uccelli nidificanti in provincia di Bergamo. *Rivista del Museo Civico di Scienze Naturali "E. Caffi" Bergamo*, 10: 39-49.
- CANTINI M., 1991. Comunità di piccoli Mammiferi (*Mammalia: Insectivora, Rodentia, Carnivora*) nell'Alto Lario Orientale (Lombardia, Italia) e valutazioni della qualità ambientale. *Il Naturalista Valtellinese. Atti del Museo Civico di Storia Naturale di Morbegno*, 2: 71-98.
- CERIANI M., CARELLI M., 2000. Carta delle precipitazioni medie, massime e minime annue del territorio alpino della Regione Lombardia (registrate nel periodo 1891-1990). *Servizio Geologico, Ufficio Rischi Geologici Regione Lombardia*.
- CERTINI G., UGOLINI F.C., 2010. Basi di Pedologia. Edagricole.
- CICCACCI S., 2010. Le forme del rilievo. Atlante illustrato di Geomorfologia. *Mondadori Università*.
- CORBETTA A., 2010. Le specie indagate: Salamandra nera. In: Stazione Sperimentale Regionale per lo studio e la conservazione degli anfibi in Lombardia (a cura di), *Il Modulo Anfi.Oro. La salvaguardia degli anfibi nel Parco delle Orobie Bergamasche*.
- CORBETTA A., GIOVINE G., 2012. Dispense divulgative sulla Salamandra nera alpina nel Parco delle Orobie Bergamasche ed aree limitrofe. Progetto Salamandra alpina 2012.
- CREMASCHI M., BINI A., FERLIGA C., MARCHETTI M., RAVAZZI C., ROSSI S., 1994. L'evoluzione postorogena del territorio bergamasco *Studi e analisi per il Piano Territoriale di Coordinamento provinciale*: 27-49.
- D'ADDA P., 2010. Eo-Alpine evolution of the Central Southern Alps insights from structural analysis and new geochronological constraints. *PhD Thesis. University of Milano - Bicocca. Faculty of Mathematics, Physics and Natural Sciences*.
- DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A., MASSIRONI M., 2003. Geological outline of the Alps. *Episodes*, 26 (3): 175-180.
- FORCELLA F., 1988. Assetto strutturale delle Orobie orientali, tra la Val Seriana e la Val Camonica. *Rend. Soc. Geol. It.*, 11: 269-278.
- FORCELLA F., 2002. Inquadramento fisiografico-morfologico. In: Ghilardi S. (a cura di), *Geologia e idrologia della provincia di Bergamo*. Studi ed analisi per il Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale: 4-49.
- FORCELLA F., JADOUL F., 1990. Evoluzione strutturale pre-alpina, alpina e tardo-alpina dell'area lombarda. In: Società Geologica Italiana (a cura di), *Guide Geologiche Regionali. Alpi e prealpi Lombarde*. BE-MA editrice: 46-52.

- GIACOMINI V., FENAROLI L., 1958. La flora. Touring Club Italiano, Conosci l'Italia, volume II.
- GHIELMI S., 2010. Lucertola vivipara. In: Stazione Sperimentale Regionale per lo studio e la conservazione degli anfibi in Lombardia (a cura di), *Il Modulo Anfi.Oro*. La salvaguardia degli anfibi nel Parco delle Orobie Bergamasche.
- GNACCOLINI M., JADOUL F., 1988. Un sistema deposizionale delta-laguna-piattaforma carbonatica nel Carnico Lombardo (Triassico superiore, Alpi meridionali, Italia). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 93: 447-468.
- JADOUL F., ROSSI P.M., 1982. Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale. In: Castellarin A., Vai G.B. (Editors), Guida alla geologia del sudalpino centro-occidentale. *Guide regionali della Società Geologica Italiana*. Rome: 143-155.
- KOTTEK M., GRIESER J., BECK C., RUDOLF B., RUBEL F., 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15: 259-263.
- LOHSE K., NICHOLLS J.A., STONE G.N., 2011. Inferring the colonization of a mountain range - refugia vs. nunatak survival in high alpine ground beetles. *Molecular Ecology*, 20: 394-408.
- MAIRONI DA PONTE G., 1788. Memoria orografico - mineralogica delle montagne bergamasche delle valli di Scalve e di Bondione. *Memorie di matematica e fisica della Società italiana*, 4: 554-576.
- MANGILI L., FEDERICI G., 2009. Indagini floristiche intorno al Monte Ferrante. *Notiziario floristico, Gruppo Flora Alpina Bergamasca*, 36: 14-19.
- MUTTONI G., GAETANI M., KENT D.V., SCIUNNACH D., ANGIOLINI L., BERRA F., GARZANTI E., MATTEI M., ZANCHI A., 2009. Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *GeoArabia*, 14 (4): 17-48.
- OROMBELLI G., BINI A., 1990. Aspetti geomorfologici. In: Società Geologica Italiana (a cura di), *Guide Geologiche Regionali. Alpi e prealpi Lombarde*. BE-MA editrice: 53-58.
- PANIZZA M., 2001. Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, 46 (1): 4-5.
- PANIZZA M., 2014. Geomorfologia. Quarta edizione riveduta e integrata. *Pitagora Editrice Bologna*.
- PAVARI A., 1916. Carta delle zone climatico forestali.
- PELFINI M., BOLLATI I., 2014. Landforms and geomorphosites ongoing changes: Concepts and implications for geoheritage promotion. *Quaestiones geographicae*, 33 (1): 131-143.
- PIGNATTI S., 1979. I piani di vegetazione in Italia. *Plant Biosystem*, 113 (5-6): 411-428.
- PIGNATTI S., 2002. Flora d'Italia. *Edagricole*.
- PIGNATTI G., 2011. La vegetazione forestale di fronte ad alcuni scenari di cambiamento climatico in Italia. *Forest@*, 8: 1-12.
- RAVAGNANI D., SANTAMBROGIO S., 2013. Studio valangologico Pian di Vione e Carbonera per la revisione del P.A.I..
- RAVAGNANI D., SANTAMBROGIO S., BONETTI D., 2008. Studio geologico per il Piano di Governo del Territorio.
- RAVAZZI C., 1992. Lineamenti fisionomici, ecologia e fattori edafici della vegetazione di alcuni massicci calcareo-dolomitici delle Prealpi Lombarde. Praterie naturali e semi naturali. *Natura Bresciana*, 27: 11-49.
- RENON B., 2011. Le fabbriche naturali del freddo. Primo rapporto sul monitoraggio sperimentale delle depressioni fredde condotto da ARPAV.
- RODEGHIERO F., 1977. Le mineralizzazioni a Pb-Zn, fluorite, barite nel Carnico della zona del Pizzo della Presolana. *Boll. Ass. Min. Subalpina*, 14 (3-4): 453-474.
- RODEGHIERO F., CAVALLO A., 2011. Idee guida per una valorizzazione del patrimonio minerario del Metallifero triassico in Lombardia. In: Geotalia 2009 (a cura di), Recupero e valorizzazione delle miniere dismesse: lo stato dell'arte in Italia. ISPRA - Quaderni ambiente e società: 65-78.
- RUBEL F., KOTTEK M., 2010. Observed and projected climate shifts 1901-2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorol. Z.*, 19 (2): 135-141.
- SAURO U., 1989. Morfologia carsica. In: Castiglioni G.B. (a cura di), Geomorfologia. UTET, 208-254.
- TOGNINI P., 2014. Il carsismo in Lombardia e nella Provincia di Bergamo. *Federazione Speleologica Lombarda*.
- TOMASELLI R., FILIPPELLO S., BALDUZZI A., 1973. *Carta bioclimatica d'Italia*. Istituto di Botanica dell'Università di Pavia.
- ZANCHI A., CHIESA S., GILLOT P.Y., 1990. Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic chain: structural and geochronological indications for pre-Tertiary compressive tectonics. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45: 77-82.