



PROVINCIA DI TREVISO

Simone Busoni e Aldino Bondesan

# I segni del passato geologico

Viaggio tra i geositi della provincia di Treviso

antiga  
edizioni

**Simone Busoni e Aldino Bondesan**

# **I segni del passato geologico**

## **Viaggio tra i geositi della provincia di Treviso**

con contributi di

Francesco Ferrarese, Roberto Francese, Mirca Menegaldo, Andrea Simionato e Nereo Preto

*Testi delle «Suggerzioni letterarie» a cura di*  
Francesco Ferrarese

*Grafica, impaginazione e disegni*  
Alicia Bondesan

*Revisione editoriale*  
Roberto Francese

*Collaborazione alla redazione delle schede sui geositi*  
Mirca Menegaldo

*Ricerche iconografiche*  
Aldino Bondesan, Alicia Bondesan, Chiara Levorato, Simone Busoni

Gli Autori hanno fatto il possibile per ottemperare agli obblighi relativi alle autorizzazioni alla pubblicazione e alla citazione del detentore dei diritti o dell'archivio di provenienza delle illustrazioni. Gli Autori sono comunque a disposizione di chiunque avente diritto per riconoscere eventuali proprietà intellettuali che non sia stato possibile fin qui attribuire, nonché per involontarie omissioni o inesattezze nella citazione delle fonti.

#### *Ringraziamenti*

Gli Autori sono grati ad Alberto Carton per l'accurata revisione del capitolo "Il cuore bianco delle Alpi". Un sentito ringraziamento va a chi ha concesso l'utilizzo delle proprie fotografie: Luca Barzi per la foto del Grand Canyon; Alberto Carton per la foto della Val di Pejo; Alberto Ciampalini del Gruppo Speleologico Padovano CAI per le foto della grotta di Castel Sotterra, nel Montello; Giancarlo Franchi per il Ghiacciaio di Malavalle; Silvia Piovan per la tavola relativa alla ricostruzione storica del paleoalveo della Canna; Diego Salvador per le panoramiche della morena di Gaai; Gianfranco Speranza e l'Ente Parco Naturale Regionale del fiume Sile per le suggestive immagini del Sile e delle sorgenti; Andrea Zanardo per le riprese aeree di alcuni geositi trevigiani. Si ringrazia il FAST - Foto Archivio Storico Trevigiano della Provincia di Treviso, l'Archivio Fotostorico della Biblioteca Comunale di Montebelluna e la Biblioteca Comunale di Treviso per l'autorizzazione alla riproduzione delle immagini storiche.

Un ultimo ringraziamento va ad Andrea Simionato di Grafiche Antiga SpA per la sua oramai proverbiale pazienza.

*Foto di copertina*  
Grotte del Caglieron, foto di Alessio Vidal (2013)

© 2019 Antiga Edizioni, Crocetta del Montello (Treviso)  
© 2019 Provincia di Treviso  
ISBN 978-88-8435-169-2





## Per non dimenticare



Effetti della tempesta Vaia del 29 ottobre 2018 sui boschi del Pian de le Femene (Revine Lago). [Foto di Simone Busoni]

*Il volume che avete tra le mani rappresenta l'epilogo di un lavoro durato, tra alterne vicende, anni e che affonda le sue radici in un periodo in cui alla Provincia era ancora concesso di investire sulla conoscenza del proprio territorio, con la consapevolezza di essere, spesso, l'unico Ente a poterlo fare.*

*Questo studio sui geositi della provincia di Treviso ha lo scopo di aprire una finestra su un tema che chi si avvicina alle bellezze del nostro territorio ignora, perché concentrato sull'incanto del paesaggio così come l'Uomo lo ha plasmato negli anni.*

*Il libro vuole ricordare che le colline dolcemente delineate dai filari delle viti trovano origine nella continua interazione tra molteplici processi morfologici e geologici, ai quali si è poi, in tempi molto più recenti, aggiunta l'azione, talvolta pervasiva, dell'Uomo.*

*Lo sforzo degli Autori, a cui va il mio personale ringraziamento, di utilizzare un approccio e un linguaggio che risulti facilmente comprensibile nella descrizione dei siti scelti tra i più rappresentativi in ambito provinciale, mi auguro possa rendere questo libro un compagno di viaggio attraverso la Marca trevigiana piuttosto che un oggetto misconosciuto da lasciare impolverare nelle librerie.*

Stefano Marcon  
*Presidente della Provincia di Treviso*

*I geositi, e più in generale tutte le aree di interesse geologico, naturalistico e biologico, beneficiano oramai di ampie letterature di settore, nelle quali il concetto è ben rappresentato secondo canoni di forme e contenuti. La trattazione classica è quasi sempre quella di un "inventario", il quale, a causa della variabilità del quadro geografico, deve coprire ambiti territoriali che spaziano dalla descrizione della singola particolarità sino a veri e propri cataloghi regionali.*

*Questo schema di trattazione ha l'innegabile vantaggio del rigore metodologico e della completezza delle informazioni. I contenuti sono solitamente resi con modalità utili agli addetti ai lavori, ma che difficilmente potranno rivolgersi al grande pubblico senza un'efficace premessa tecnico-divulgativa e una chiara contestualizzazione territoriale.*

*I geositi provinciali hanno già avuto una prima mappatura in forma di catalogo e sono stati anche oggetto di una tesi di laurea in Scienze geologiche che ne ha approfondito talune caratteristiche. Da questa prima esperienza, preso atto della qualità e dell'abbondanza del materiale documentale disponibile, è maturata una nuova visione della materia. Si tratta di un approccio innovativo che ribalta il punto di vista passando dall'illustrazione dei processi geologici che hanno concorso alla creazione di un geosito alla spiegazione degli stessi processi con l'ausilio dei geositi.*

*Sono stati individuati quattro filoni tematici principali: i rilievi montuosi, gli ambiti fluviali, le tracce glaciali e i fenomeni carsici. La trattazione di ciascun tema è preceduta da un'introduzione di tipo descrittivo che ha il fine di illustrare i meccanismi all'origine delle forme che oggi possiamo ammirare viaggiando attraverso la provincia di Treviso.*

*Il libro ha la forma di un testo che è prima di tutto didattico, con lo scopo di valorizzare e far comprendere le tante bellezze del nostro territorio a prescindere dall'etichetta di "geosito". Si tratta quindi di una sorta di guida attiva che stimola ognuno a stilare un proprio elenco di geositi, testimonianza di un paesaggio visto e vissuto con diverse sensibilità e attenzioni.*

*Secondo noi, il geosito deve rappresentare un luogo dove poter "leggere" la complessità dei fenomeni che l'hanno originato e comprendere la logica che ne fa un luogo in qualche modo particolare, distinto dagli altri e, quindi, fuori dal comune. Il libro si discosta perciò da una mera trattazione scientifica e mira piuttosto alla più ampia divulgazione; esso è il frutto di una raccolta e di una rielaborazione sia di nozioni acquisite nel corso di specifici studi, sia di informazioni che si trovano in svariate pubblicazioni, in rete e nelle biblioteche, con il fine di incuriosire il lettore e di avvicinarlo alla conoscenza consapevole del proprio territorio.*

Simone Busoni e Aldino Bondesan

# Indice

<b>I geositi della provincia di Treviso</b>	<b>11</b>
1.1 Cos'è un geosito	11
1.2 Il valore di un geosito	12
1.3 La valorizzazione del patrimonio geologico locale	13
1.4 I temi rappresentati	14
<b>La Terra in movimento</b>	<b>17</b>
2.1 La genesi del paesaggio geologico	17
2.2 Il tempo geologico	18
2.2.1 Gli “orologi” del tempo geologico	18
2.2.2 La scala dei tempi geologici	23
2.3 Come si formano le rocce	26
2.3.1 La litogenesi	26
2.4 Come nascono le montagne	31
2.4.1 L'orogenesi alpina	32
2.5 La geologia delle Prealpi Trevigiane	34
2.6 La morfogenesi, ovvero, come si modella il rilievo terrestre	39
2.7 La geomorfologia del territorio trevigiano	39
2.7.1 Le Prealpi Trevigiane	39
2.7.2 La Vallata Trevigiana	42
2.7.3 La Val Lapisina	43
2.7.4 Le colline subalpine	45
2.7.5 L'anfiteatro di Vittorio Veneto	45
2.7.6 Il Montello	46
2.7.7 La Pianura Veneta	46
<b>La collina scolpita: paesaggio strutturale</b>	<b>49</b>
3.1 Morfosculture e morfostrutture	49
3.2 I geositi strutturali	50
3.2.1 Le “corde” di Vittorio Veneto	50
<b>Gutta cavat lapidem: il paesaggio carsico</b>	<b>55</b>
4.1 Il fenomeno carsico	55
4.1.1 Il paesaggio carsico	55
4.1.2 La corrosione carsica	56
4.1.3 La genesi delle forme superficiali	57
4.1.4 Il carsismo epigeo	57
4.1.5 Le doline	58
4.1.6 Il carsismo ipogeo	60
4.2 I depositi di grotta	62
4.3 I paesaggi carsici della provincia di Treviso	64

4.4 I geositi carsici	64
4.4.1 L'altopiano del Cansiglio	64
4.4.2 Il Montello	72
<b>Il cuore bianco delle Alpi</b>	<b>87</b>
5.1 I ghiacciai	87
5.2 Le ere glaciali	91
5.3 Le glaciazioni quaternarie	92
5.4 Il glacialismo alpino	93
5.5 La geomorfologia glaciale	96
5.5.1 Le forme erosive	96
5.5.2 I depositi glaciali	97
5.6 I ghiacciai in provincia di Treviso	99
5.7 I geositi legati al glacialismo	100
5.7.1 L'anfiteatro di Vittorio Veneto	100
5.7.2 I laghi di Revine	106
5.7.3 La morena di Gai	112
5.7.4 La frana di Fadalto	116
5.7.5 Il Passo di San Boldo	122
<b>Terre d'acqua</b>	<b>127</b>
6.1 L'Uomo e le acque	127
6.2 Il ciclo dell'acqua	128
6.3 L'acqua che si nasconde	129
6.4 L'acqua in superficie	133
6.5 Dove nascono i fiumi: le sorgenti	134
6.5.1 L'acqua delle montagne: le sorgenti carsiche	135
6.6 I geositi idrografici	135
6.6.1 Le sorgenti del Meschio (Vittorio Veneto)	135
6.6.2 L'acqua della pianura: le risorgive	138
6.6.3 Le sorgenti del Sile	142
6.7 La forza dell'acqua	146
6.7.1 Erosione: la nascita delle valli	147
6.7.2 Le Grotte del Caglieron (Fregona)	148
6.7.3 Trasporto e deposizione: la nascita delle pianure	153
6.7.4 Le grave di Papadopoli (Cimadolmo)	154
6.8 I paleoalvei	158
6.8.1 Il paleoalveo della Canna	161
<b>Bibliografia</b>	<b>165</b>



# I geositi della provincia di Treviso

## 1.1 Cos'è un geosito

Il termine “geosito” è stato introdotto nel vocabolario delle Scienze della Terra in tempi relativamente recenti senza una definizione del tutto univoca. L’accezione più utilizzata è quella che descrive i geositi come «*località, aree o territori, dove sia possibile definire un interesse geologico o geomorfologico per la loro conservazione e tutela*»<sup>1</sup>. In estrema sintesi il sito deve possedere caratteristiche, geologiche o geomorfologiche, tali da fargli assumere un’importanza meritevole di tutela affinché si conservi negli anni per le generazioni a venire.

In letteratura, tuttavia, si trovano altri termini (quali *geotopo* e *geomorfosito*, per fare alcuni esempi) ai quali vengono attribuiti significati diversi, non solo legati alla particolare importanza che questi siti rivestono per la conoscenza della storia della Terra<sup>2</sup>, ma coinvolgendo anche aspetti culturali, ecologici e sociali<sup>3</sup>. Secondo quest’ultima linea di pensiero, un geosito rappresenta non solo una testimonianza della storia geologica di una certa area, ma anche una traccia del rapporto tra geologia e paesaggio, intrecciandosi con lo sviluppo sociale e storico-culturale dell’area stessa. L’approccio prettamente scientifico e quello più ampio, verrebbe da dire quasi sociologico, nella definizione di un geosito, possono essere utilizzati in funzione della ricerca che si intende svolgere<sup>4</sup>.

Questo testo descrive una serie di luoghi particolarmente significativi presenti nel territorio provinciale, assunti al ruolo di rappresentazioni iconiche in grado di dare concreta evidenza ai diversi processi geologici (e morfologici) che si sono susseguiti nel tempo, senza la pretesa di rappresentare un’esaustiva raccolta della totalità delle “singolarità geologiche” che si trovano in provincia.

---

1 Wimbledon A.P. (1999) – Geosites - an International Union of Geological Sciences initiative to conserve our geological heritage. Polish Geological Institute Special Papers, 2, 5-8.

2 Grandgirard V. (1997) – Géomorphologie, protection de la nature et gestion du paysage. Thèse de doctorat en géographie, Université de Fribourg, 210 pp.

3 Panizza M., Piacente S. (1993) – Geomorphological assets evaluation. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd. 87, 13-18; Panizza M. (2001) – Geomorphosites. Concepts, methods and examples of geomorphological survey. Chinese Science Bulletin, 46, 4-6.

4 Reynard E., Fontana G., Kozlik L., Scapozza C. (2007) – A method for assessing “scientific” and “additional values” of geomorphosites. Geographica Helvetica, Jg. 62 2007/Heft 3, 148-158.

## 1.2 Il valore di un geosito

Al di là della definizione assunta a riferimento, la caratteristica fondamentale di un geosito è l'interesse che suscita in chi ne fruisce; tanto più questo è ampio, tanto maggiore sarà il suo valore. Per esemplificare questo concetto, basti pensare che una valle fluviale incisa può diventare un monumento della Natura (come, ad esempio, nel caso del Grand Canyon) solo quando a essa è attribuito, appunto, un valore universale (non esclusivamente scientifico) e quest'ultimo viene diffusamente riconosciuto come tale<sup>5</sup>.

È facilmente intuibile che, a parte i casi di straordinaria importanza, l'attribuzione a un geosito di un valore che risulti fondato su elementi oggettivi e universalmente riconosciuti è un'operazione tutt'altro che banale. Ogni giudizio risente, infatti, di un inevitabile grado di soggettività. Si tratta di un problema noto al punto che sono stati elaborati alcuni criteri, adottati per l'Italia da ISPRA<sup>6</sup>, che consentono, in primis, di verificare se un sito possa qualificarsi effettivamente come "geosito" e di assegnarne conseguentemente il valore, sulla base delle sue caratteristiche di rappresentatività, interesse scientifico, rarità, importanza paesaggistica, valenza educativa, accessibilità, stato di conservazione e vulnerabilità.

---

5 Poli G. (2003) – Geositi, una occasione di valorizzazione e di integrazione allo sviluppo di aree marginali. *Geologia dell'Ambiente*, 1/2003, 35-43.

6 Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale. Gestisce l'*Inventario Nazionale dei Geositi italiani*.



Figura 1 – Grand Canyon (Arizona – USA): meandro del fiume Colorado, chiamato Horseshoe Bend per la caratteristica forma a ferro di cavallo. [Foto di Luca Barzi]

Nella scelta dei geositi si è dato, in prima battuta, particolare peso alla loro rappresentatività e cioè alla misura di quanto ciascuno di essi si avvicini al modello ideale, sia per peculiarità (geomorfologica, geologico-strutturale), sia per tipicità (come i rilievi prealpini a corde, presi come esempio a livello nazionale per questa tipologia di forma). A questo criterio si è cercato di associare il loro valore didattico nell'esplicazione dei fenomeni all'origine di ciascun geosito. Ove possibile, sono stati considerati anche gli elementi estetici e scenici percepibili dal semplice osservatore.

Con quest'ottica sono stati selezionati, tra le diverse proposte individuate in un precedente studio<sup>7</sup>, quei siti da assumere a emblema di uno specifico processo geologico e morfodinamico, seppur in un contesto locale e con le ovvie limitazioni che questo comporta.

### 1.3 La valorizzazione del patrimonio geologico locale

Nel caso di un territorio, come quello della provincia di Treviso, in cui non sono presenti veri e propri “monumenti” geologici a valenza internazionale, assume particolare importanza la valorizzazione del patrimonio esistente. Tale valorizzazione non può disgiungersi dalla diffusione di un adeguato grado di conoscenza sul ruolo che il sito in esa-

<sup>7</sup> Menegaldo M. (2011) – I geositi della provincia di Treviso. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Scienze MM. FF. NN., relatori Bondesan A., Busoni S., a.a. 2010-2011.



Figura 2 – Le colline del Prosecco di Conegliano e Valdobbiadene sono state inserite nel 2019 nell'elenco dei siti Patrimonio dell'umanità dell'UNESCO. [© Foto di Alberto Davide Lorenzi]

me riveste nell'ambito della storia geologica, anche recente, del territorio in cui è inserito.

Spesso ammiriamo, in paesi esotici e lontani, elementi naturali che, magari con dimensioni più modeste e forme meno eclatanti, sono presenti appena fuori dall'uscio di casa, semplicemente perché non disponiamo della capacità di decodificarli. Non abbiamo infatti gli strumenti essenziali per poterli riconoscere e interpretare per ciò che effettivamente valgono; la conoscenza è, quindi, la chiave che consente a un geosito di emergere dalla "quotidianità" in cui è stato relegato e divenire una risorsa per il territorio<sup>8</sup>. Un esempio in questo senso è quello della gola del Torrente Caglieron a Fregona, recentemente valorizzata attraverso la realizzazione di un sentiero geologico che illustra, con l'immediatezza della visione diretta, la genesi e i processi che hanno portato alla nascita delle "Grotte del Caglieron"<sup>9</sup>.

Nella provincia di Treviso, la valorizzazione del patrimonio geologico locale assume particolare rilevanza poiché, come in tutti i territori a forte antropizzazione, gli elementi naturali si mescolano e si compenetrano con quelli artificiali, rendendo progressivamente più difficile l'individuazione dei tratti originari del paesaggio. I geositi spesso rappresentano il testimone di una memoria geologica che rischia di essere obliterata dall'azione dell'uomo, che rimodella continuamente il territorio per le proprie esigenze; queste aree, talora relitte, meritano di essere adeguatamente tutelate ai fini della loro conservazione per le generazioni future, al pari dei beni archeologici e culturali.

Un primo passo nel lungo percorso di valorizzazione dei "siti di interesse geologico" della provincia, che trova il suo naturale completamento negli strumenti di pianificazione territoriale, è rappresentato dalla comprensione, anche ai non addetti ai lavori, delle ragioni di questo "interesse geologico", suscitando il desiderio di una visita, per comprenderne appieno la natura. Questa pubblicazione si pone come obiettivo questo ambizioso traguardo.

## 1.4 I temi rappresentati

Partendo dalle considerazioni che la capacità di percepire il paesaggio è correlata alla competenza dell'osservatore e che un approccio analitico separato per temi consente una migliore comprensione della natura e del significato di un particolare paesaggio<sup>10</sup>, la scelta dei siti illustrati in queste pagine è stata operata seguendo un percorso logico che conduca il Lettore a conoscere, seppur per linee generali, i meccanismi geologici all'origine delle forme che oggi vediamo e di cui ciascun geosito rappresenta, nell'ambito del territorio trevigiano, l'esempio didattico migliore e maggiormente noto.

Sono state quindi selezionate delle tematiche che potessero rivestire un interesse generale, pur nella loro specificità, in grado di coinvolgere soprattutto chi alla geologia si avvicina più per curiosità che per professione. Per ciascuna tematica sono stati, poi, individuati i geositi più utili a illustrare e, auspicabilmente, a comprendere i fenomeni geologici descritti nella parte testuale.

---

8 Poli G. (2003) – Geositi, una occasione di valorizzazione e di integrazione... Op. cit.

9 Manfrè E., supervised by Galgaro A., Mietto P., Preto N. (2013) – The geological trail of Grotte del Caglieron. Stampatori della Marca, 48 pp.

10 Saccon L. (2003) – Alti paesaggi, Ed. Antilia, Treviso, 86 pp.

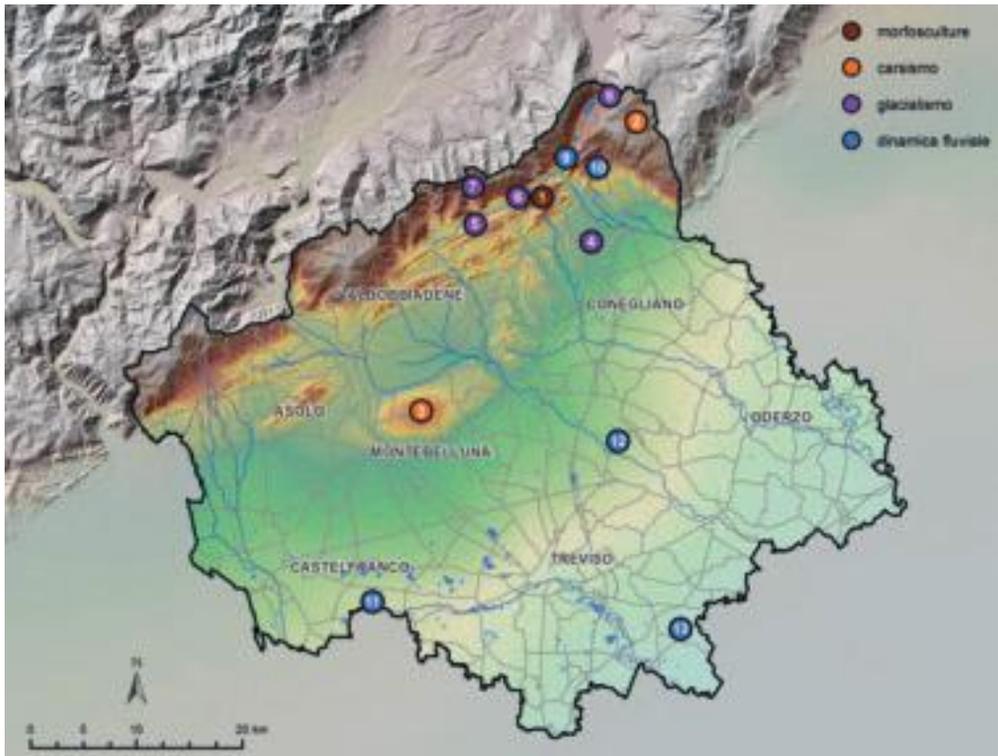


Figura 3 – Ubicazione dei geositi della provincia di Treviso suddivisi per processo genetico. [Elaborazione di Chiara Levorato]

TEMATICA	GEOSITO
Morfosculture	1- Corde di Vittorio Veneto 3- Colle del Montello
Carsismo	2- Altopiano del Cansiglio 3- Colle del Montello
Glacialismo	4- Anfiteatro morenico di Vittorio Veneto 5- Morena di Gai 6- Laghi di Revine 7- Passo di San Boldo 8- Frana del Fadalto
Dinamica fluviale	9- Sorgenti del Meschio 10- Grotte del Caglieron 11- Sorgenti del Sile 12- Grave di Papadopoli 13- Paleoalveo della Canna

Tabella 1 – Geositi afferenti agli ambienti geomorfologici della provincia di Treviso.



# La Terra in movimento

## 2.1 La genesi del paesaggio geologico

Il paesaggio che osserviamo ogni giorno costituisce l'esito di una combinazione di processi che si sono costantemente succeduti nell'arco dei miliardi di anni di storia del nostro pianeta e dei quali apprezziamo gli effetti più recenti. La crosta terrestre è stata infatti oggetto di continue trasformazioni che hanno originato, e poi smantellato, intere catene montuose, che hanno formato grandi pianure continentali e che hanno aperto e chiuso mari e oceani.

Il territorio della provincia è quindi in buona parte il risultato dell'evoluzione degli ultimi 100 milioni di anni, dalla chiusura del mare della Tetide e l'inizio del sollevamento della catena alpina, al susseguirsi di fasi erosive più o meno intense, parzialmente controllate dai cicli eustatici<sup>11</sup>, determinando la rideposizione di grandi volumi di sedimento nel bacino padano, i quali si sono trasformati in nuove formazioni rocciose che a loro volta sono state coinvolte nel sollevamento alpino e aggredite dai processi erosivi.

Escludendo il vulcanesimo, non certo per difetto di importanza a livello globale, ma semplicemente perché non rappresentato nel territorio provinciale, si può affermare che questo sia il frutto di cicli sedimentari ripetuti nel tempo; le rocce dei rilievi, infatti, vengono ogni giorno sottoposte all'azione distruttiva dell'erosione e i materiali derivanti da questa continua opera di disfacimento sono trasportati verso i bacini di accumulo, dove si depositano per dare origine, con il passare del tempo, a nuove rocce dette, appunto, sedimentarie, le uniche presenti nel territorio provinciale oltre che le più diffuse sulle terre emerse.

Da questi bacini, le rocce "neonate" sono strappate dalla forza interna (endogena) della Terra stessa e sollevate a formare nuove montagne. Non è raro, così, imbattersi nei resti fossili di animali tipicamente marini, come le conchiglie o i coralli, conservatisi nelle rocce che si trovano oggi a migliaia di metri sul livello dell'odierno mare.

Su questi monti, l'acqua, il vento e il ghiaccio modellano creste, scavano valli, scolpiscono picchi e compongono le grandi pianure ai piedi delle catene montuose, solcate dai fiumi che alimentano, con i prodotti di questa continua erosione, i bacini marini in cui, anche oggi, si stanno formando le rocce di domani.

---

<sup>11</sup> Cicli eustatici: cicli globali di oscillazione del livello del mare, dovuti, per esempio, a una variazione del volume d'acqua negli oceani.

## 2.2 Il tempo geologico

Con un paragone azzardato, ma non peregrino, è stato detto che l'astronomia ha dato evidenza dell'immensità dello spazio, così come la geologia ha dimostrato l'immensità del tempo<sup>12</sup>. Il tempo è infatti la misura degli eventi geologici che spesso si sono compiuti in un arco temporale che la nostra mente fatica a percepire e comprendere; basti pensare che se una catena montuosa si innalza di un millimetro all'anno, valore che tendiamo a considerare "trascurabile" con il metro della durata media della vita umana, in un milione di anni, che sono un tempo breve dal punto di vista geologico, essa si sarà innalzata di un chilometro.

### 2.2.1 Gli "orologi" del tempo geologico

Il "tempo geologico", espresso in unità di difficile immaginazione, come le centinaia di milioni di anni, se non addirittura i miliardi di anni, permette di apprezzare come possano verificarsi quei fenomeni che la scala temporale umana non ci consente di comprendere appieno.

Ecco che la datazione di inizio e fine di un evento, pur con le imprecisioni e le incertezze di cui si dirà, assume un'importanza fondamentale per descrivere compiutamente la realtà geologica che ci circonda.

---

12 Bosellini A. (2005) – Storia geologica d'Italia. Gli ultimi 200 milioni di anni. Zanichelli, Bologna, 192 pp.



Figura 4 – Un esempio di rocce stratificate nella formazione di Fonzaso (Provincia di Treviso). [Foto di Nereo Preto]

## Le rocce, i fossili e la datazione relativa

La prima forma di datazione utilizzata dal geologo si basa sul metodo della cronologia relativa; in questo modo una roccia viene datata in relazione ad altre, definendo quale si sia formata prima, quale dopo. Questo metodo fornisce un risultato in termini di *prima, dopo* o

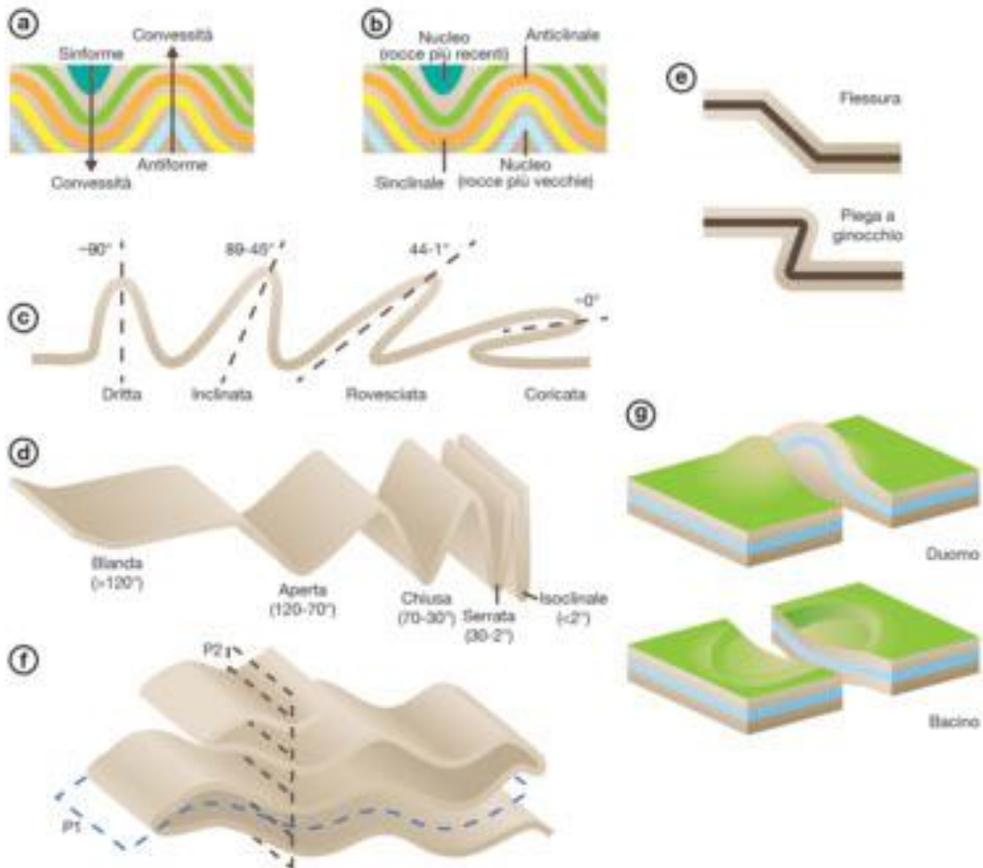


Figura 5 – Classificazione delle pieghe:

- in base alla direzione verso cui è rivolta la convessità degli strati si possono definire pieghe sinformi (a sinistra) quelle con la convessità rivolta verso il basso e pieghe antiformi (a destra) la cui convessità è rivolta verso l'alto;
- con riferimento all'età delle rocce al nucleo della piega stessa, le pieghe possono definirsi anche pieghe sincinali, nelle quali in corrispondenza del nucleo ci sono le rocce più antiche; e pieghe anticlinali, caratterizzate dalla presenza al nucleo di rocce più recenti (a sinistra);
- a seconda dell'inclinazione del piano assiale (indicato con la linea tratteggiata) si hanno pieghe diritte o verticali (a sinistra) sino alle pieghe coricate (a destra);
- in base all'angolo formato dai fianchi della piega;
- esempi di pieghe con un solo fianco, dette pieghe monoclinali;
- esempio di pieghe ripiegate, in cui delle pieghe isoclinali coricate con piano assiale indicato come P1 sono state successivamente ripiegate da pieghe diritte aperte con piano assiale P2;
- in base al rapporto lunghezza/larghezza, se questo è all'incirca pari a 1 si distinguono in duomi (con convessità verso l'alto) o bacini (convessità rivolta verso il basso), nei casi in cui tale rapporto sia circa pari a 2 si aggiunge al nome della piega il prefisso brachi- (il colle del Montello è considerato una brachianticlinale, non illustrato in figura).

*contemporaneamente*, ma non dà la misura assoluta del *quando*; si può, così, determinare se una certa formazione rocciosa sia anteriore, posteriore o coeva a un'altra, senza, però, fornire l'età espressa in anni.

Per comprendere meglio in cosa consista questo metodo di datazione, è importante fissare i concetti chiave sui quali il metodo stesso si fonda.

Occorre dapprima immaginare il meccanismo in base al quale si formano le rocce e, nello specifico, quelle definite *sedimentarie*, che derivano dalla litificazione di sedimenti deposti sul fondo di mari e oceani e, in misura minore, di grandi laghi e fiumi.

Possiamo immaginare le rocce sedimentarie come se fossero una risma di carta, formata da tanti fogli disposti uno sopra l'altro, i quali, essendosi formati sotto l'azione principale della forza di gravità, risulteranno per lo più orizzontali (*principio di orizzontalità degli strati*) e continui, sviluppati principalmente in senso orizzontale (*principio della continuità laterale degli strati*). In questa pila di fogli, che abbiamo definito "strati", quello che sta sotto è più vecchio di quello che sta sopra (*principio della sovrapposizione degli strati*).

I principi che sono stati sin qui accennati, sono noti anche come le "leggi di Stenone", dal nome, italianizzato, del naturalista danese Niels Steensen (Niccolò Stenone, 1638-1686), il quale le enunciò nel suo trattato *Prodromo a una dissertazione su un solido naturalmente contenuto in un altro solido*<sup>13</sup>.

---

13 Steensen N. (1679) – De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus. Ad serenissimum Ferdinandum 2. magnum Etruriae ducem. Lugd. Batav.: apud Jacobum Moukee, 115 pp.



Figura 6 – Piega coricata nella formazione della Scaglia Rossa (Combai, Provincia di Treviso). [Foto di Nereo Preto]

Questa condizione ideale, tuttavia, può essere stravolta dalle forze interne della Terra che possono giungere a deformare, fino a capovolgere, una sequenza di rocce, come avviene quando si forma una piega coricata (Figura 5 e 6), rendendo apparentemente più vecchia la roccia più giovane; in questo frangente, il solo principio di sovrapposizione non può essere risolutivo.

La dinamica interna della terra, inizialmente rappresentata nella teoria della deriva dei continenti di Alfred Lothar Wegener (1880-1930), si manifesta, infatti, in forze capaci di piegare, ribaltare e rimescolare questi fogli (gli strati geologici). In molti casi i fogli vengono spinti in profondità e la stessa natura della roccia può essere modificata sotto l'effetto di alte temperature e pressioni in grado di determinare la sua parziale fusione e ricristallizzazione. Secondo la teoria di Wegener, la litosfera (costituita dalla crosta e dalla parte più superficiale del sottostante mantello terrestre) è suddivisa in placche continentali che, "galleggiando" su uno strato di magma fluido, traslano, arrivando a sovrapporsi parzialmente tra loro, sino a scontrarsi, dando origine alle catene montuose che per questo vengono dette "collisionali".

Il secondo orologio del tempo geologico, dopo quello geometrico di Stenone, è quello basato sullo studio delle forme di vita che si sono succedute sulla Terra e che sono rimaste intrappolate sotto forma di fossili nelle rocce sedimentarie.

I primi invertebrati comparirono nei mari circa 600 milioni di anni fa, agli albori dell'era paleozoica, e da allora molte specie sono apparse, si sono sviluppate e si sono estinte. Gli studi di Charles Darwin (1809-1892) teorizzarono come la "nascita" delle nuove specie viventi avvenisse attraverso modificazioni più o meno repentine delle specie a esse preesistenti. L'attuale patrimonio biologico del nostro pianeta è quindi il frutto di un lungo e graduale processo di sviluppo, chiamato evoluzione. I passi di questo lungo percorso sono testimoniati dai fossili che "popolano" con le forme più evolute le rocce più recenti e con le forme primordiali le rocce più antiche, secondo il principio della successione faunistica del geologo inglese William Smith (1769-1839).

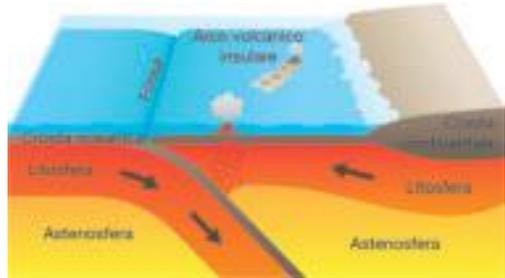


Figura 7 – Schema di subduzione tra due placche oceaniche.

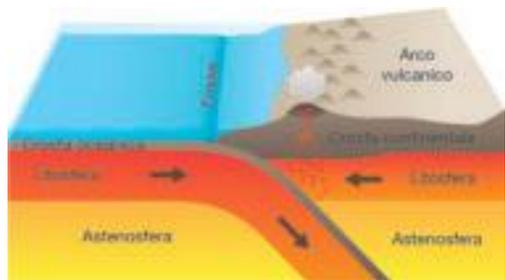


Figura 8 – Convergenza tra due placche con crosta oceanica e continentale: sistemi arco-fossa.

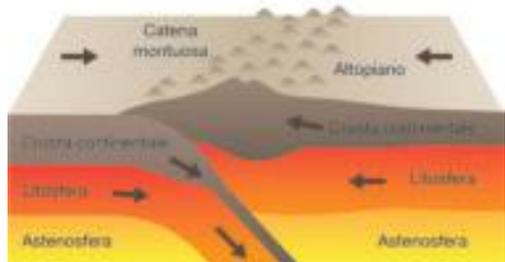


Figura 9 – Schema di convergenza tra placche continentali.

I fossili, resti di organismi che in condizioni particolari sono divenuti parte integrante di una roccia, sono stati utilizzati per costruire una scala cronologica associata alla successione di rocce (sequenza o successione stratigrafica) nella quale gli stessi sono stati trovati.

L'esistenza di fossili molto diffusi sia in termini numerici che spaziali, in quanto derivanti da forme di vita pressoché ubiquitarie, cioè presenti in molti dei bacini in cui le rocce sedimentarie si stavano formando, consente la correlazione tra sequenze stratigrafiche di luoghi diversi, costruendo, così, una scala cronologica sempre più vasta, basata su rocce formatesi in regioni tra loro distanti, ma caratterizzate dalla presenza dello stesso specifico fossile, il quale assume la funzione di “guida” per la correlazione delle formazioni rocciose. I fossili più utilizzati per questo scopo sono quelli relativi alle specie marine, essendo il mare l'habitat più esteso della Terra.

Il meticoloso lavoro di catalogazione e correlazione che i geologi svolsero sui fossili delle rocce di tutto il mondo permise di ottenere una prima scala geocronologica già alla fine dell'Ottocento; trattandosi di una scala biologica, i diversi periodi risultano suddivisi principalmente sulla base della comparsa, o scomparsa, di organismi “guida” (o meglio dei fossili di tali organismi).

### I radioisotopi e la datazione assoluta

Una forma di datazione assoluta è invece quella che si basa sul decadimento radioattivo. I fondamenti della moderna teoria atomica vennero tracciati dagli studi di John Dalton (1766-1844), nei primi anni del XIX secolo, e portarono, circa un secolo dopo, alla definizione del modello atomico da parte di Niels Bohr (1865-1962). Si scoprì che la materia è costituita da

atomi, a loro volta composti da elettroni, in moto attorno a un nucleo formato da protoni e neutroni. Ogni atomo è caratterizzato dal suo numero atomico, espressione del numero di protoni e conseguentemente di elettroni, e dal suo peso atomico, corrispondente al numero totale di nucleoni (protoni e neutroni) in esso presenti.

Ciascun elemento esistente in natura ha un suo numero atomico, mentre il peso atomico, come provato dal fisico britannico Joseph John Thomson (1856-1940), può variare in funzione del numero di neutroni (particelle sub-atomiche prive di carica elettrica) presenti nel nucleo. Gli *isotopi*, definiti nel 1913 da Frederick Soddy (1877-1956), sono delle varianti di uno stesso elemento, caratterizzate da un diverso numero di neutroni.

Il punto di svolta nella possibilità di determinare l'età geologica di un oggetto (una roccia, un fossile ecc.) fu, però, la scoperta della radioattività e del processo



Figura 10 – Fossili di bivalvi pettinidi nella Arenaria glauconitica di Belluno. Il campione, non in posto, era parte delle terre di scavo estratte in un cantiere edile nell'area di Montaner (provincia di Treviso). [Foto di Nereo Preto]

di decadimento radioattivo, cioè quel fenomeno in cui un isotopo instabile, a causa del non perfetto bilanciamento delle forze interne al nucleo dell'atomo, detto radionuclide, decade per formare un nucleo "figlio" più stabile, emettendo delle particelle sub-atomiche all'origine delle radiazioni. Il dimezzamento della quantità di elemento "genitore" (*tempo di dimezzamento* o *emivita*) è un valore caratteristico di ogni isotopo radioattivo, è un valore costante, e viene indicato dal simbolo  $t_{1/2}$ .

Lord Ernest Rutherford (1871-1937) indicò come il decadimento radioattivo potesse essere utilizzato per misurare l'età delle rocce, dando così ai geologi la possibilità di accertare, oltre quale roccia si fosse formata prima di un'altra sulla base degli "orologi" relativi, anche quanti anni erano trascorsi da quell'evento.

Considerata la diffusione degli isotopi radioattivi in natura era stato finalmente trovato l'orologio assoluto, adatto per misurare il tempo della Terra. Non solo, poiché i tempi di dimezzamento variano a seconda dell'isotopo genitore dai miliardi di anni alle frazioni di secondo, è possibile "tarare" l'orologio in funzione del tempo che si vuole misurare.

I metodi più usati nella radiodatazione delle rocce utilizzano la catena di decadimento degli elementi Uranio-Piombo, Uranio-Torio, Potassio-Argon, giusto per citarne qualcuno. A questi metodi va aggiunto, in presenza di sostanza organica, quello noto come Carbonio 14 o radiocarbonio che, in virtù del ridotto tempo di dimezzamento (5730 anni), permette datazioni precise seppur su archi temporali relativamente brevi (entro i 44.000 anni)

Il radiocarbonio ( $^{14}\text{C}$ ), infatti, si forma in continuazione negli strati più alti della stratosfera a opera dei raggi cosmici, dove si combina con l'ossigeno a formare il biossido di carbonio o anidride carbonica. Questo gas, attraverso la respirazione e la fotosintesi, si accumula negli esseri viventi, sia animali che vegetali.

## 2.2.2 La scala dei tempi geologici

Una volta scoperti i meccanismi in base ai quali è possibile misurare il tempo, sia esso relativo che assoluto, il lavoro dei geologi non è ancora concluso; è come se avessimo un orologio con solamente le lancette, senza il quadrante in cui farle muovere. Il quadrante è rappresentato dalle rocce che si formano nel tempo e che perciò sono le testimoni materiali del suo scorrere, il quale, in particolar modo nelle nostre zone, si concretizza nella deposizione delle rocce sedimentarie.

La via più semplice per suddividere questa successione sedimentaria in *unità stratigrafiche* è certamente il criterio litologico, che distingue i diversi tipi di roccia, integrato dalle informazioni necessarie a specificare quando queste unità si siano formate.

In linea generale, l'analisi di una successione sedimentaria può anche essere sviluppata solamente su criteri temporali, identificando uno spessore di sedimento come la materializzazione di un intervallo di tempo da determinare con i metodi di datazione assoluta, formando, così, un'*unità cronostatigrafica*, a cui corrisponde un periodo di tempo definito come *unità geocronologica*. Le unità cronostatigrafiche rappresentano perciò lo strumento fondamentale per suddividere le rocce secondo un criterio temporale "assoluto" e permettere la correlazione e il confronto tra successioni di strati deposte in diverse aree geografiche e in diverse condizioni ambientali<sup>14</sup>. L'impiego delle unità cronostatigrafiche ha il limite di essere vincolato fortemen-

14 Bosellini A. (1989) – La storia geologica delle Dolomiti, Nuove Edizioni Dolomiti, Predazzo (TN)

Eone	Era	Periodo	Epoca	Sottoepoca / Piano	Inizio	Eone	Era	Periodo	Epoca	Sottoepoca / Piano	Inizio
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternario	Olocene	Meghalayano	0,0042	Fanerozoico	Mesozoico	Giurassico	Giurassico superiore	Titoniano	152,1 ± 0,9
				Nordgrippiano	0,0083					Kimmeridgiano	157,3 ± 1,0
				Groenlandiano	0,0117					Oxfordiano	163,5 ± 1,0
			Pleistocene	Superiore	0,126				Giurassico medio	Calloviano	166,1 ± 1,2
				Ioniano	0,781					Bathoniano	168,3 ± 1,3
				Calabrianiano	1,8					Bajociano	170,3 ± 1,4
		Pliocene	Piacenziano	3,6	Giurassico inferiore				Aaleniano	174,1 ± 1,0	
			Zanclano	5,333					Toarciano	182,7 ± 0,7	
		Neogene	Miocene	Messiniano					7,246	Pliensbachiano	190,8 ± 1,0
				Tortoniano	11,63			Sinemuriano	199,3 ± 0,3		
				Serravalliano	13,82			Hettangiano	201,3 ± 0,2		
			Oligocene	Langhiano	15,97			Triassico superiore	Retico	208,5	
				Rupeliano	33,9				Norico	227	
				Chattiano	28,1				Carnico	237	
		Paleogene	Eocene	Priaboniano	37,8			Triassico medio	Ladinico	242	
				Bartoniano	41,2				Anisico	247,2	
				Paleocene	Luteziano			47,8	Triassico inferiore	Olenekiano	251,2
			Ypresiano		56			Induano		252,17 ± 0,06	
	Thanetiano		59,2		Permiano	Lopingiano	Changhsingiano	254,14 ± 0,07			
	Selandiano		61,6	Wuchiapingiano			259,8 ± 0,4				
	Daniano	66	Guadalu-piano	Capitaniano			265,1 ± 0,4				
	Mesozoico	Cretacico		Cretacico superiore	Maastrichtiano	72,1 ± 0,2	Wordiano	268,8 ± 0,5			
			Campaniano		83,6 ± 0,2	Roadiano	272,3 ± 0,5				
			Santoniano		86,3 ± 0,5	Cisuraliano	Kunguriano	283,5 ± 0,6			
			Coniaciano		89,8 ± 0,3		Artinskiano	290,1 ± 0,26			
			Turoniano		93,9		Sakmariano	295,0 ± 0,18			
			Cretacico inferiore		Cenomaniaco	100,5	Asseliano	298,9 ± 0,15			
		Albiano		113	Carbonifero	Pennsylvanianiano superiore	Gzhe-liano	303,7 ± 0,1			
		Aptiano		125				Kasi-mo-viano	307,0 ± 0,1		
		Barremiano		129,4							
		Hauteriviano	132,9								
	Valanginiano	139,8									
Berriasiano	145										

Eone	Era	Periodo	Epoca	Sottoepoca / Piano		Inizio	Eone	Era	Periodo	Epoca	Sottoepoca / Piano		Inizio
Fanerozoico	Paleozoico	Carbonifero	Pennsylvaniano	Pennsylvaniano medio	Moscoviano	315,2 ± 0,2	Fanerozoico	Paleozoico	Ordoviciano	Ordoviciano medio	Darriwiliano	467,3 ± 1,1	
				Dapingiano	470,0 ± 1,4								
			Ordoviciano inferiore	Floiano	477,7 ± 1,4								
			Tremadociano	485,4 ± 1,9									
			Furongiano	Cambriano X	489,5								
				Jiangshaniano	494								
		Miaolingiano	Paibiano	497									
			Guzhangiano	500,5									
		Epoca 2	Drumiano	504,5									
			Wuliuano	509									
		Terranoviano	Cambriano IV	514									
			Cambriano III	521									
		Cambriano II	529										
		Fortuniano	542										
	Proterozoico	Neoproterozoico	Ediacarano		635								
			Cryogeniano		720								
			Toniano		1000								
			Mesoproterozoico	Steniano		1200							
				Ectasiano		1400							
				Calymmiano		1600							
		Paleoproterozoico	Statheriano		1800								
			Orosiriano		2050								
			Rhyaciano		2300								
			Sideriano		2500								
		Archeano	Neoarcheano		2800								
			Mesoarcheano		3200								
Paleoarcheano			3600										
Eoarcheano			4000										
Adeano			4567,17										
Paleozoico	Devoniano	Devoniano superiore	Famenniano	372,2 ± 1,6									
			Frasniano	382,7 ± 1,6									
		Devoniano medio	Givetiano	387,7 ± 0,8									
			Eifeliano	393,3 ± 1,2									
		Devoniano inferiore	Emsiano	407,6 ± 2,6									
			Praghiano	410,8 ± 2,8									
		Lochkoviano	419,2 ± 3,2										
	Siluriano	Pridoli		423,0 ± 2,3									
		Ludlow	Ludfordiano	425,6 ± 0,9									
			Gorstiano	427,4 ± 0,5									
		Wenlock	Homeriano	430,5 ± 0,7									
			Sheinwoodiano	433,4 ± 1,8									
		Llandovery	Telychiano	438,5 ± 1,1									
	Aeroniano		440,8 ± 1,2										
Rhuddaniano	443,8 ± 1,5												
Ordoviciano	Ordoviciano superiore	Hirnantiano	445,2 ± 1,4										
		Katiano	453,0 ± 0,7										
		Sandbiano	458,4 ± 0,9										

Figura 11 – Scala dei tempi geologici dal Giurassico al presente. Modificato da Gradstein et al. (2012).

te al concetto di età e implicare, di conseguenza, relazioni temporali certe che però spesso non sono di facile determinazione.

Nello studio della geologia stratigrafica risulta, quindi, più utile riferirsi a criteri fisici più facilmente riconoscibili, sia in affioramento che nel sottosuolo. Nascono così le *unità litostratigrafiche*, espressione della variabilità litologica delle rocce e indipendenti dal concetto di tempo geologico, pur se con precisi reciproci rapporti spaziali verticali e orizzontali, come è stato accennato precedentemente.

Un ulteriore criterio di suddivisione delle successioni sedimentarie è quello basato sui caratteri paleontologici presenti nelle rocce, cioè in funzione del particolare contenuto di fossili (*unità biostratigrafiche*). Il modo più efficace di definire le unità biostratigrafiche è attraverso la comparsa, presenza e scomparsa di organismi *guida*, detti così perché in grado di individuare, in un ambito areale il più ampio possibile, un periodo di tempo ben definito e delimitato. Si è così potuto suddividere la storia della Terra in base alla presenza di determinati organismi, spesso estinti al termine del periodo di tempo che definiscono.

A seconda del differente criterio di suddivisione delle unità stratigrafiche, queste hanno assunto nomi diversi, come riportato nella Figura 11.

## 2.3 Come si formano le rocce

La Terra è un pianeta geologicamente attivo con una crosta terrestre in costante movimento che determina un susseguirsi di lenti processi di generazione, trasformazione e distruzione delle rocce. Questo in parte spiega le difficoltà di trovare rocce più o meno coeve con la formazione della Terra (4,5 miliardi di anni), mentre risulta più facile trovare rocce di questa età su corpi celesti meno attivi, come ad esempio la Luna, dove la missione Apollo 15 del 1971 ha raccolto campioni di roccia databili a 4,46 miliardi di anni.

### 2.3.1 La litogenesi

È esperienza comune osservare la moltitudine di rocce che esistono in natura, le quali si differenziano tra loro per il colore, la composizione dei minerali presenti al loro interno (*composizione mineralogica*), le proprietà fisiche (peso, compattezza ecc.) e così via; il primo sistema di classificazione delle rocce è quello genetico, in base al quale esse sono suddivise in ignee (per solidificazione del magma), metamorfiche (per trasformazione di altre rocce) e sedimentarie (per rideposizione clastica o biocostruzione).

#### Le rocce ignee

Le rocce ignee (da *ignis*, fuoco in latino) derivano, come suggerisce il loro nome, dalla solidificazione di magma incandescente, e rappresentano oltre il 65% delle rocce della crosta stessa. Una massa fusa, per poter dar luogo a una roccia, deve necessariamente raffreddarsi e questo può accadere essenzialmente in due modi: nel primo il magma fuoriesce attraverso un vulcano, prendendo il nome di lava, e inizia subito a raffreddarsi a contatto con l'aria (vulcano subaereo) o con l'acqua (vulcano subacqueo), dando origine alle rocce effusive o vulcaniche<sup>15</sup>;

---

15 Vulcano è il nome romano del dio del fuoco.

la seconda possibilità è che il magma risalga gradualmente verso la superficie, ma non riesca a raggiungerla, solidificandosi lentamente all'interno della crosta terrestre e formando le rocce intrusive o plutoniche<sup>16</sup>.

Le diverse condizioni in cui si solidifica il magma influiscono pesantemente sull'aspetto finale della roccia che si origina; le rocce effusive, a causa del brusco raffreddamento e della repentina perdita dei gas di cui il magma è composto, tendono ad avere grana fine, caratterizzata da cristalli molto piccoli, se non addirittura assenti, e sostituiti da una massa vetrosa (ossidiana); nelle rocce intrusive la lentezza del raffreddamento, e soprattutto il fatto che non vi sia perdita dei componenti più volatili del magma stesso, favoriscono la formazione di cristalli ben evidenti a occhio nudo, come nei graniti.

### Le rocce metamorfiche

Le rocce metamorfiche derivano dalla trasformazione di altre rocce che spinte in profondità, per effetto dei movimenti crostali, vengono sottoposte a condizioni di elevata temperatura o di pressione, si modificano, pur senza fondersi e, sempre sotto l'effetto dei medesimi movimenti, vengono spinte nuovamente verso la superficie. Il grado di metamorfismo dipende dalla combinazione di temperatura e pressione, nel senso che vi può essere metamorfismo di elevata pressione e relativamente bassa temperatura e viceversa.

Nei casi più frequenti, queste alterazioni di pressione e temperatura sono legate alle collisioni tra le varie placche di cui è composta la crosta terrestre e il metamorfismo derivante prende il nome di *metamorfismo regionale* (Figura 7, 8 e 9). La pressione che si viene a creare in queste zone, unita al conseguente aumento di temperatura, modifica radicalmente la struttura della roccia originaria e tanto più in profondità viene spinta la roccia, tanto maggiore sarà il grado di metamorfismo che subirà. Successivi movimenti tettonici possono, in tempi relativamente rapidi, come nelle fasi di formazione delle montagne, portare in superficie queste rocce, dove è possibile osservarle in affioramento, condizione altrimenti irrealizzabile stante la profondità alla quale queste rocce si formano. Sempre al metamorfismo regionale è spesso associato il *metamorfismo di seppellimento*, dovuto all'accumularsi in un esteso bacino sedimentario di ingenti quantità di sedimenti che "schiacciano" i materiali più profondi, sottoponendoli a forti pressioni, pur mantenendo temperature relativamente basse.

Alterazioni metamorfiche possono verificarsi anche localmente; è il caso del *metamorfismo di contatto* che si manifesta in prossimità di un'intrusione magmatica, la quale provoca un forte riscaldamento delle rocce incassanti, oppure del *metamorfismo cataclastico* che si manifesta in corrispondenza delle faglie, in cui lo scorrimento dei due blocchi di roccia provoca per attrito un forte surriscaldamento della zona di frizione che induce la rimineralizzazione delle rocce coinvolte.

### Le rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie (dal latino *sedeo*, sedersi) di tipo clastico sono formate dai materiali che derivano dalla disgregazione di rocce preesistenti e ricoprono, come una pellicola sottile, circa il 75% della superficie terrestre; esse costituiscono buona parte delle rocce affioranti nel territorio della provincia di Treviso, e in particolare quelle che affiorano a sud di Valdobbiadene - Follina - Revine e a sud di Possagno e Pederobba.

---

<sup>16</sup> Plutone è il dio romano degli inferi.

È possibile descrivere il meccanismo di formazione di questa tipologia di rocce, chiamato anche *ciclo sedimentario*, secondo quattro fasi principali.

Nella prima fase si svolgono i fenomeni che portano all'alterazione e alla disgregazione di un substrato preesistente a opera principalmente di:

- *processi fisici*, riconducibili all'azione degli agenti esogeni, vale a dire quelli che operano dall'esterno, quali l'erosione dell'acqua, l'abrasione del vento ecc., i quali causano la disgregazione del substrato in detriti più o meno grossolani, senza modificarne l'originaria composizione chimico-mineralogica;
- *processi chimici*, che aggrediscono il substrato in modo più radicale, dando origine a rocce chimicamente diverse rispetto a quest'ultima (come le argille), o formando vere e proprie soluzioni derivanti dalla dissoluzione operata dall'acqua; questo fenomeno, come si vedrà nel seguito, è alla base del carsismo che interessa diffusamente le rocce calcaree presenti in provincia di Treviso;
- *processi biologici*, che in questa fase concorrono a favorire sia i processi chimici che fisici.

La seconda fase è costituita dal *trasporto* di questi materiali a opera del vento, della gravità,

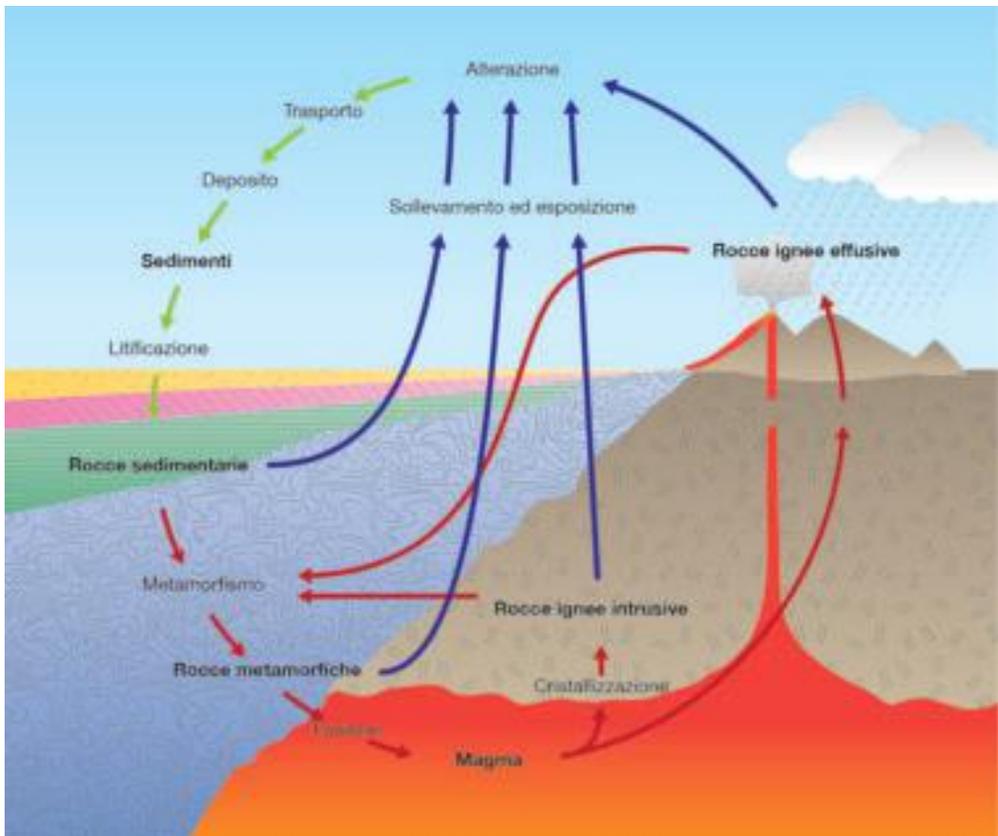


Figura 12 – Il ciclo delle rocce.

dei corsi d'acqua, dei ghiacciai e del moto ondoso, mentre le soluzioni vengono ovviamente trasportate dalle acque di dissoluzione. Durante il trasporto, i materiali subiscono un'ulteriore azione di abrasione meccanica che sarà tanto maggiore quanto più lungo è il percorso e quanto minore è la loro durezza.

Quando il materiale derivante dai processi di alterazione e disgregazione rimane invece in posto si ha la formazione di un suolo.

Nella terza fase ha luogo la *sedimentazione* del materiale trasportato.

La *sedimentazione meccanica* inizia quando l'agente trasportatore (vento, fiume, ghiacciaio ecc.) non riesce più a spostare il granulo di materiale, perdendo la propria capacità di trasporto, e questo inizierà a depositarsi, ad esempio sul fondo di un fiume, di un lago o del mare, ai piedi di una scarpata e così via.

Un'importante conseguenza del processo di sedimentazione è di dar luogo a strati di materiale, spessi o sottili, più o meno evidenti a occhio nudo; ciascuno di essi rappresenta un singolo episodio sedimentario che si differenzia da quelli adiacenti per composizione, granulometria, contenuto di resti biologici o altro; dallo studio approfondito di queste differenze è possibile risalire alle condizioni ambientali in cui è avvenuta la deposizione dei sedimenti, ricostruendo la geografia dell'epoca di formazione della roccia esaminata.

La quarta fase prende il nome di *diagenesi*, insieme di processi, sia chimici che fisici, il cui risultato è la litificazione del sedimento che diventa roccia.

Durante la diagenesi i sedimenti vengono compattati a causa del peso di quelli sovrastanti che stanno accumulandosi all'interno del bacino sedimentario. Questa azione porta alla perdita dei fluidi contenuti nei pori tra un granulo e l'altro, ma anche alla ricristallizzazione dei minerali più instabili, alla quale si somma un fenomeno di dissoluzione dei minerali più solubili e di sostituzione di alcuni minerali a opera di altri più stabili alle condizioni chimico-fisiche che si sono ora venute a creare. Assieme a questi complessi fenomeni, che possono durare decine di milioni di anni, si ha la cementazione dei sedimenti; tutti assieme, questi processi diagenetici concorrono alla nascita di una nuova roccia.

Ma non tutte le rocce sedimentarie derivano dalla disgregazione di una roccia preesistente. Altre rocce sedimentarie si formano attraverso diversi meccanismi di trasporto e sedimentazione.

La *sedimentazione chimica* si instaura in conseguenza di variazioni nelle condizioni chimico-fisiche della soluzione, quali una sovrassaturazione della soluzione per evaporazione del solvente (l'acqua), una modifica della sua acidità (pH), della temperatura ecc., tali da portare alla precipitazione dei sali in essa disciolti.

Nella *sedimentazione biochimica*, come suggerisce il nome, il ruolo fondamentale è giocato da alcuni organismi acquatici, come i molluschi, che hanno la capacità di fissare le sostanze presenti in soluzione per formare il proprio guscio. Una volta morti, le parti minerali dell'animale si accumulano al fondo dei bacini sedimentari.

Si può immaginare di suddividere le rocce a seconda che i loro componenti siano stati trasportati e depositi per azioni meccaniche o chimiche o per una combinazione delle due.

**Le rocce sedimentarie detritiche o clastiche.** La roccia detritica (o clastica) è una roccia costituita da frammenti litici, definiti "clasti" (dal greco *klástós*, spezzato), aggregati da associazioni minerali che prendono il nome di cemento.

Osservando con attenzione i clasti di una roccia di questo tipo è possibile risalire a molte informazioni, non solo sulla composizione mineralogica della roccia madre, ma anche sulla

fase di trasporto (un clasto arrotondato avrà fatta molta più strada di un clasto a spigoli vivi, che non ha avuto il tempo di smussarsi; se la forma è sferoidale, è probabile che abbia rotolato lungo il corso di un fiume o sia stato soggetto all'azione delle onde del mare e così via). Da un'analisi più accurata delle particelle e della loro disposizione geometrica, si può risalire all'ambiente di formazione della roccia che stiamo esaminando. In base alle dimensioni dei clasti, le rocce detritiche vengono suddivise in: conglomerati, arenarie, siltiti e argilliti.

I conglomerati hanno clasti di dimensioni pari a quelle di una ghiaia (granuli maggiori di 2 mm di diametro), e si suddividono a loro volta in *puddinghe*, se i clasti sono arrotondati, o in *brecce*, se i clasti hanno prevalentemente spigoli vivi.

In base alla composizione mineralogica dei clasti, i conglomerati si distinguono in monogenici, se la roccia di provenienza è la medesima per tutti i frammenti, oppure poligenici, se i clasti derivano da almeno due rocce diverse.

Le arenarie hanno clasti con dimensioni pari a quelle della sabbia (tra 2 e 0,6 mm); questo tipo di sedimenti è molto comune in ambienti sia marini, sia continentali.

Le siltiti e le argilliti hanno clasti (le particelle) con la granulometria del *silt* (dimensioni comprese tra 0,6 e 0,004 mm) e dell'argilla (dimensioni inferiori a 0,004 mm), che si depositano in ambienti di bassa energia, come mari e oceani profondi, laghi, paludi e lagune.

**Le rocce sedimentarie chimiche e organogene (biochimiche).** Alle volte una roccia si forma per precipitazione chimica di sali direttamente dall'acqua, solitamente a causa di una sovrasaturazione che può dipendere dall'evaporazione. In queste condizioni, il sale disciolto precipita e si forma una roccia chimica: il gesso è un tipico esempio di questo tipo di rocce, ma un esempio per noi più familiare sono le incrostazioni dei rubinetti e delle tubature, che sono di fatto un tipo di calcare simile al travertino. In altri casi la precipitazione del carbonato di calcio avviene in ambienti continentali, come nelle concrezioni calcaree che si formano nelle grotte tipiche degli ambienti carsici del Montello e del Cansiglio.

Una roccia biochimica deriva, invece, dall'accumulo e successiva litificazione di gusci e scheletri di organismi viventi o addirittura di veri e propri "edifici coloniali", come le scogliere coralline. Queste rocce si producono con la mediazione di organismi viventi, ma sono essenzialmente un tipo particolare di roccia chimica. Infatti, tutti gli organismi marini formano i loro gusci e scheletri con un processo di precipitazione chimica dall'acqua marina.

I calcari, formati da carbonato di calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), che rappresentano la litologia tipica di ampie porzioni del settore prealpino della provincia di Treviso, derivano principalmente da questo processo di sedimentazione biochimica. Durante il periodo giurassico l'ambiente marino, che insisteva più o meno in corrispondenza della provincia di Treviso, era delimitato a est e a ovest da edifici sottomarini simili a scogliere coralline.

Quando un calcare entra in contatto con una soluzione contenente magnesio, può accadere che quest'ultimo sostituisca in parte il calcio, dando origine a un sale doppio di calcio e magnesio noto come dolomite<sup>17</sup>; questo processo, detto "dolomitizzazione", porta alla formazione di una nuova roccia, chiamata dolomia in onore del geologo francese che la studiò a lungo, Déodat de Dolomieu (1750-1801), da cui il nome Dolomiti. Testimonianze di questo processo si possono osservare anche nelle formazioni carbonatiche più antiche che affiorano lungo l'arco prealpino della provincia.

---

17 La formula chimica della dolomite è:  $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ , mentre per il solo carbonato di Calcio è:  $\text{CaCO}_3$ .

Un altro tipo di roccia chimica, che si può vedere in affioramento sui versanti dei rilievi trevigiani, è la selce. Questa roccia, presente spesso in noduli o letti di modesto spessore (qualche centimetro), è composta non da carbonati, ma da silice (nella forma di quarzo microcristallino) e deve la sua origine a resti di microrganismi marini con gusci e scheletri di opale, quali spugne e radiolari.

**Le rocce piroclastiche.** Le rocce piroclastiche rappresentano una via di mezzo tra le rocce ignee e le rocce sedimentarie, essendo formate da materiali eruttati dai vulcani (come cenere e lapilli) che però, a differenza delle lave che fluiscono e solidificano, subiscono trasporto e sedimentazione. Sono considerate contemporaneamente un tipo particolare di rocce detritiche e un tipo di rocce vulcaniche, ma non sono comunemente rappresentate nel territorio provinciale.

## 2.4 Come nascono le montagne

La presenza a migliaia di metri di altezza di rocce che si sono formate su fondali marini, anche profondi, implica necessariamente l'innalzamento di queste rocce.

Una volta chiariti, anche se per sommi capi, i processi che portano alla formazione delle rocce, è inevitabile porsi la domanda: com'è possibile che le rocce sedimentarie, formate in un ambiente in genere marino, siano oggi montagne?

La prima ipotesi che scarteremo sarà certamente quella che il mare possa essersi abbassato di migliaia di metri e la linea di costa ritirata per centinaia di chilometri per lasciare scoperti i sedimenti litificati del suo fondale (benché questa fosse l'ipotesi dei primi geologi del Settecento). È evidente che la quantità d'acqua corrispondente a una così drastica riduzione del livello marino non può essersi letteralmente volatilizzata. L'acqua sulla Terra è presente, oltre che come liquido, sotto forma di vapore acqueo nell'atmosfera e di ghiaccio nei ghiacciai e nelle calotte polari e compie un vero e proprio ciclo, aumentando o diminuendo la propria presenza in uno stato fisico rispetto a un altro, a seconda delle condizioni climatiche globali. Durante le glaciazioni la componente solida risultava maggiore rispetto alle condizioni attuali, comportando un abbassamento del livello del mare dell'ordine del centinaio di metri, valori ben lontani da quelli necessari a "scoprire" la pur relativamente modesta cima del Monte Grappa, che oggi troviamo a oltre 1700 m di quota rispetto alla linea di costa.

Se non è stato il mare ad abbassarsi, non resta altra soluzione che pensare a un innalzamento dei fondali marini!

È necessario ammettere l'esistenza di forze enormi, la cui azione, osservando con attenzione i versanti in roccia delle valli alpine, ha lasciato evidenti tracce: spessi strati rocciosi, in origine orizzontali, deformati da pieghe più o meno ampie, disposti in verticale o solcati da vistose spaccature sono i silenziosi testimoni della potenza delle forze interne alla Terra (forze endogene).

Le forze capaci di operare questo spostamento sono le stesse che governano la dinamica della Terra e il lento moto di deriva delle placche litosferiche che, come le tessere di un puzzle, compongono il guscio esterno del pianeta.

Si tratta di movimenti molto lenti, dell'ordine dei millimetri all'anno, che provocano però



Figura 13 – Nel Triassico, la Pangea costituiva un primordiale unico continente terrestre dal quale sono derivati per frammentazione i continenti attuali. Era circondata da un gigantesco oceano noto come Pantalassa.

grandi accumuli di tensione, che di tanto in tanto viene rilasciata istantaneamente, seppur in quantità minima, generando terremoti e maremoti che noi avvertiamo come fenomeni estremi, ma che fanno parte delle normali dinamiche terrestri.

È quindi chiaro come il fattore tempo sia un concetto al quale nelle scienze della Terra si attribuisce un valore particolare. Basti pensare che il sollevamento delle Prealpi Trevigiane ebbe inizio nel Neogene (circa 23 milioni di anni fa) e continua, con valori di qualche millimetro all'anno, anche al giorno d'oggi.

### 2.4.1 L'orogenesi alpina

La “nascita” delle catene montuose è legata a un processo tettonico che prende il nome di *orogenesi* (dal greco *oros*, montagna). I rilievi che interessano il territorio provinciale, come detto, si sono formati durante l'orogenesi alpina, frutto della collisione tra due placche litosferiche: quella africana, a sud, e quella europea, a nord.

Per comprendere come si siano formate le Alpi, è necessario fare un passo indietro nel tempo a circa 200-250 milioni di anni fa, quando, all'inizio del Mesozoico, non esistevano il Mar Mediterraneo, né l'Italia. A seguito della progressiva unione dei vari con-

La “nascita” delle catene montuose è legata a un processo tettonico che prende il nome di *orogenesi* (dal greco *oros*, montagna). I rilievi che interessano il territorio provinciale, come detto, si sono formati durante l'orogenesi alpina, frutto della collisione tra due placche litosferiche: quella africana, a sud, e quella europea, a nord.

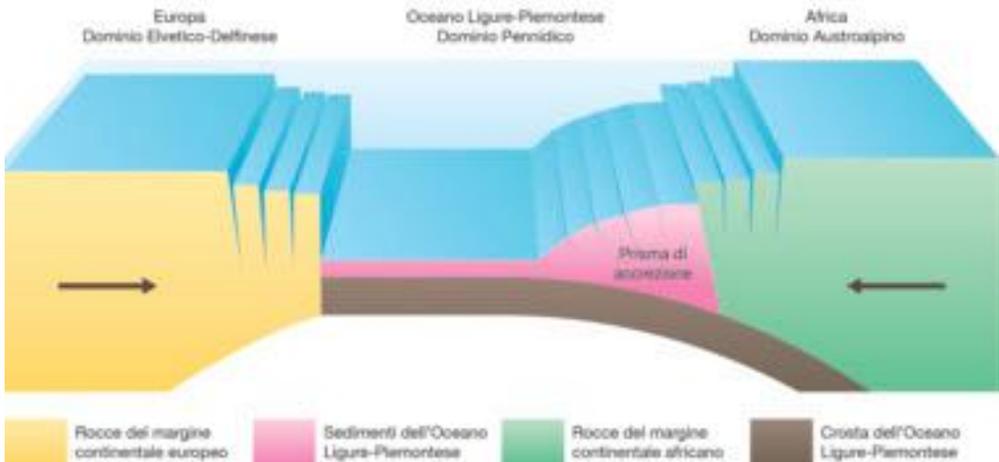


Figura 14 – Chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese.

tinenti esistenti durante le precedenti ere geologiche si era formato un mega-continente detto Pangea (dal greco: tutta terra), bordato da mari marginali di bassa profondità, detti per questo epicontinentali, e circondato da un grande oceano, la Pantalassa (dal greco: tutto mare). Un grande golfo, chiamato Tetide, separava le terre emerse in due blocchi: l'Eurasia a nord e il Gondwana a sud. Questo golfo era in realtà un vero e proprio oceano, con dimensioni comparabili all'attuale Oceano Indiano (Figura 13).

Sul margine occidentale della Tetide si trova l'area della futura penisola italiana, caratterizzata dalla presenza di ampie pianure costiere soggette alle escursioni delle maree (piane di marea), ricoperte da tappeti di batteri (i cui resti litificati sono detti *stromatoliti*) di cui si ritrovano tracce molto evidenti nella formazione rocciosa chiamata "Dolomia Principale", risalente al Triassico<sup>18</sup>.

Nel Giurassico<sup>19</sup>, la Tetide inizia a insinuarsi sempre di più all'interno delle placche continentali che hanno cominciato ad allontanarsi una dall'altra, formando piccoli bacini oceanici tra loro connessi da mari poco profondi. In particolare, ci interessa la formazione del cosiddetto Oceano Ligure-Piemontese, il quale concorre alla separazione della placca europea dalla placca africana, dalla quale poi si stacca una microplacca a cui viene dato il nome di Adria (o Apulia) che rimane interposta tra le due placche principali.

L'Oceano Ligure-Piemontese ha, però, una vita relativamente breve; dopo aver raggiunto la sua massima estensione, pari a circa un migliaio di chilometri, l'apertura dell'Oceano Atlantico, avvenuta nel Cretaceo, circa 100 milioni di anni fa, porta la placca africana a spostarsi nuovamente verso nord, cioè verso la placca europea.

In questo movimento, oltre a chiudere l'Oceano Ligure-Piemontese, la placca africana "pizzica" i sedimenti marini presenti sui fondali, piegandoli e ammassandoli al suo margine settentrionale. Ha così inizio la prima fase dell'orogenesi alpina, detta *eoalpina*, che durerà sino all'Eocene<sup>20</sup>.

La prima collisione continentale ha luogo quando la microplacca Adria "urta" la placca europea, dando inizio alla fase *mesoalpina*, che si protrarrà sino all'Oligocene inferiore<sup>21</sup>, circa 30 milioni di anni fa, durante la quale la crosta africana si sovrapporrà alla placca europea. È questa la principale fase collisionale dell'orogenesi alpina.

Nella successiva fase *neoalpina*, a partire dal Miocene<sup>22</sup> (circa 23 milioni di anni fa), si assiste a un ulteriore avvicinamento della placca africana che si delamina in una serie di falde, le quali si incuneano sul blocco della catena alpina già formata. Si forma così una pila di falde che dà origine alle Alpi Meridionali o Sudalpino. Importante caratteristica di questo settore alpino è la presenza di sole rocce sedimentarie poste al di sopra del basamento metamorfico paleozoico, che affiora nella porzione più antica e interna (quella settentrionale). Al margine meridionale della catena, di cui fanno parte i rilievi trevigiani, affiorano in larga misura sequenze sedimentarie mesozoiche e cenozoiche: queste ultime sono quelle che costituiscono i rilievi collinari e prealpini.

---

18 Periodo triassico: 252-201 milioni di anni fa.

19 Periodo giurassico: 201-145 milioni di anni fa.

20 Periodo eocenico: 40-50 milioni di anni fa.

21 Epoca oligocenica: 34-23 milioni di anni fa.

22 Epoca miocenica: 23-5 milioni di anni fa.

## 2.5 La geologia delle Prealpi Trevigiane<sup>23</sup>

Il substrato della provincia di Treviso, come detto, è costituito da rocce sedimentarie che si sono formate in un arco di tempo che va dal Giurassico (circa 200 milioni di anni fa) sino al Pleistocene (circa un milione di anni fa), sulle quali si trovano pieghe e faglie originate prima da un periodo di distensione crostale (Mesozoico) e poi da un periodo di compressione (Neogene) che ha determinato il sollevamento (orogenesi) di questa porzione delle Alpi Meridionali.

23 Con il contributo di Nereo Preto.

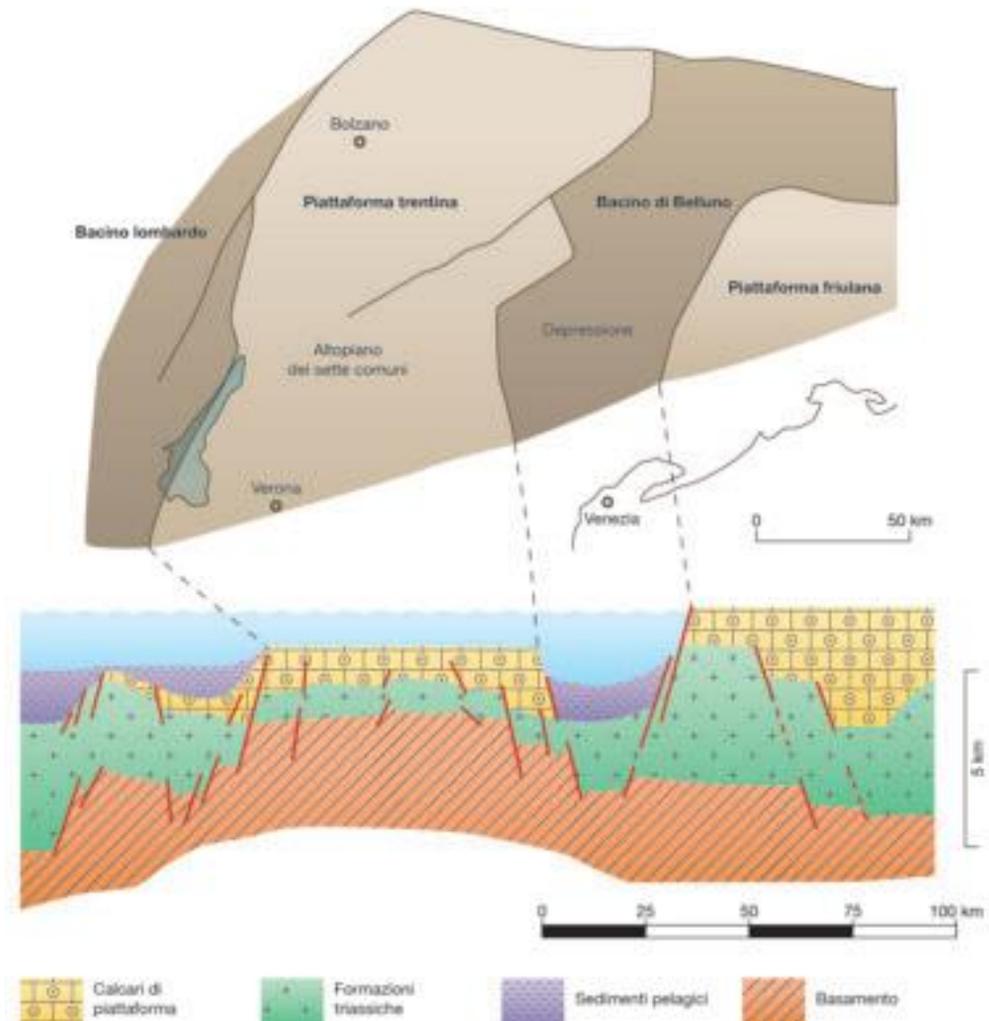


Figura 15 – Bacini e piattaforme nella paleogeografia delle Alpi Venete. [Cau e Fanti, 2011, modificato]



Figura 16 – Formazione della Maiolica. È evidente, grazie alla fitta stratificazione, una piccola piega anticlinale ben formata al centro della foto. [Foto di Matteo Isotton]

Nel Giurassico, l'area delle Prealpi Trevigiane era caratterizzata dall'esistenza di condizioni tipicamente marine; di questo mare è possibile individuare, sulla base delle diverse tipologie di roccia che si formarono all'epoca, tre ambienti paleogeografici, detti domini, tra loro distinti per la diversa profondità dell'acqua.

A ovest, nella zona dell'attuale Massiccio del Monte Grappa, prevalevano le condizioni di mare poco profondo, tipiche delle piattaforme carbonatiche<sup>24</sup>, che diedero origine alla cosiddetta "Piattaforma di Trento". Analoghe condizioni si instaurarono anche al margine orientale della provincia, in corrispondenza del Massiccio del Cansiglio, dove si trovava la "Piattaforma Friulana". Tra questi due "alti", vi era un bacino marino più profondo, noto come "Bacino Bellunese".

Questi due diversi ambienti (piattaforma carbonatica e bacino profondo) hanno condizionato la natura delle rocce che lì si sono formate. L'ambiente di piattaforma, infatti, è caratterizzato dalla presenza di rocce calcaree e dolomitiche in strati molto spessi, mentre nel mare aperto prevale la sedimentazione di rocce carbonatiche fittamente stratificate, con intercalazioni marnose e argillose, a cui si alternano depositi di materiale più grossolano rimaneggiato proveniente dalle due piattaforme.

La Piattaforma di Trento, per effetto della distensione del Giurassico superiore, affondò

24 Area di ambiente marino o lacustre, caratterizzata da un'elevata produzione di materiale carbonatico derivante dall'accumulo di scheletri calcarei e dalla precipitazione di carbonato indotta dall'attività biologica.

progressivamente e fu seguita in questa sorte, nel Cretaceo superiore e quindi molto più tardi, dalla Piattaforma Friulana. Questi eventi mesozoici sono puntualmente “registrati” nelle successioni stratigrafiche che oggi affiorano nei rilievi trevigiani.

Nell’area del Monte Grappa è possibile trovare rocce massicce e fortemente dolomitizzate appartenenti al Gruppo dei Calcari Grigi (formazione di Monte Zugna del Giurassico inferiore), a cui seguono i calcari nodulari rossi tipici del Rosso Ammonitico Veronese, i quali danno evidenza dell’annegamento della piattaforma e dell’instaurazione di condizioni di mare più profondo. La successione litostratigrafica procede con i calcari ben stratificati di colore bianco, con intercalazioni di selce e a frattura concoide (a “cucchiaio”), tipici della formazione della Maiolica (un tempo denominata Biancone) e della Scaglia Variegata Alpina, e si chiude con la Scaglia Rossa, calcare rosso fittamente stratificato e talvolta marnoso.

Nell’area del Cansiglio il nucleo della piattaforma è costituito dalla successione di potenti banchi carbonatici massicci ricchi di fossili (soprattutto *rudiste* e molluschi bivalvi, oggi estinti) del Calcare del Cellina, mentre la scarpata del margine occidentale della piattaforma verso la Val Lapisina è formata dai potenti banchi carbonatici a grana grossolana dei Calcari del Fadalto. A seguito dell’annegamento della piattaforma nel Cretaceo superiore, si ebbe la deposizione dei tipici sedimenti calcarei-marnosi di mare aperto, da cui si origina la cosiddetta “Scaglia Rossa”.

Durante buona parte del Giurassico, dunque, le piattaforme Friulana e Trentina hanno delimitato a oriente e a occidente il Bacino Bellunese, nel quale si depositavano sedimenti con caratteristiche proprie del mare profondo. Le rocce affioranti in zona, appartenenti al Giurassico inferiore, sono rappresentate da unità carbonatiche fittamente stratificate, con in-



Figura 17 – Nel massiccio del Cansiglio, la facies di scarpata cretacea è il Calcare del Fadalto: bancate metriche e ultrametriche intercalate, nella parte bassa, con unità bacinali (Maiolica, Scaglia Variegata Alpina).

tercalazioni di selce e argilla o marna, appartenenti alle formazioni di Soverzene e di Igne. Dalle scarpate delle piattaforme carbonatiche provenivano correnti torbiditiche (sorta di frane sottomarine), le quali, giunte sul fondale, depositavano materiali grossolani, sotto forma di aggregati di granuli di forma sferica o ellittica composti da livelli concentrici di carbonato di calcio (*grainstone* oolitici). Tali materiali sono all'origine del Calcarea del Vajont, roccia calcarea massiccia, successivamente oggetto di intensa dolomitizzazione, che oggi costituisce le imponenti pareti del Passo di San Boldo. Il Giurassico si chiude prima con la formazione di Fonzaso, data da un'alternanza di calcari, marne e selci fittamente stratificate, e infine con il Rosso Ammonitico Veronese, che nel Bacino di Belluno è presente solo in poche località, e si raccorda con la parte più alta degli analoghi depositi presenti sulla sommità della Piattaforma di Trento. Nel Cretaceo la sequenza stratigrafica in quest'area è quella tipica, visibile anche nella zona del Monte Grappa: formazione della Maiolica, Scaglia Variegata Alpina e Scaglia Rossa, quest'ultima affiorante anche nel Cansiglio, in conseguenza dell'annegamento cretaceo della Piattaforma Friulana.

Nel Cenozoico, a partire da circa 65 milioni di anni fa, inizia l'orogenesi determinata dalla collisione tra la placca africana e quella europea che porterà al sollevamento delle Alpi.

Nell'ambito dell'orogene<sup>25</sup> alpino, i rilievi prealpini della provincia di Treviso fanno parte di un settore delle Alpi noto in letteratura come "Alpi Meridionali"; quest'area è caratterizzata

---

25 Gli orògeni sono masse rocciose che hanno subito una deformazione tettonica con prevalenza di spinte laterali, giungendo a impilarsi e creando conseguentemente una catena montuosa.



Figura 18 – L'erosione differenziale ha messo in evidenza i fossili di rudiste e altri molluschi in questa bancata di Calcarea del Cellina affiorante nella foresta del Cansiglio). [Foto Nereo Preto]



Figura 19 – La formazione del Conglomerato del Montello, fortemente carsificabile, ospita numerose cavità carsiche. [Foto di Nereo Preto]

derivanti dal progressivo riempimento del bacino di avampaese<sup>26</sup> delle Alpi Meridionali. Questo bacino costituiva la zona esterna della scarpata e della piattaforma continentale che si stava formando per effetto dell'orogenesi in atto e i materiali che in esso si depositarono, provenienti dalle aree emerse a nord, diedero origine a rocce prevalentemente marnoso-argillose alternate a litologie arenacee: la cosiddetta “Molassa Veneta”.

La successione stratigrafica della Molassa Veneta affiorante nella provincia di Treviso inizia con l'Arenaria Glauconitica di Belluno di età oligocenica superiore, per proseguire, nel Miocene, con una fitta alternanza di rocce a grana molto fine (siltiti e argilliti) e arenarie, anche carbonatiche; sono le unità della Siltite di Bastia, della Calcarenite di Castalcucco, della Siltite di Casoni, dell'Arenaria di Libano, della Marna di Bolago, dell'Arenaria di San Gregorio e della Marna di Monfumo. Successivamente si ha la deposizione delle arenarie litiche della formazione di Monte Baldo, a cui segue la Marna di Tarzo che si chiude, al tetto, con il Conglomerato di Monte Piai. L'Arenaria di Vittorio Veneto e il Conglomerato del Montello, unità della Molassa Veneta con i maggiori spessori, chiudono la successione miocenica presente nel territorio provinciale.

dall'abbondante presenza di faglie a basso angolo e di pieghe che hanno dislocato e deformato una successione litologica prevalentemente sedimentaria.

Il sollevamento attiva le principali faglie che avranno un ruolo determinante nella deposizione della successione stratigrafica sin-orogena cenozoica. Questa successione è suddivisa in falde di ricoprimento, impilate le une sulle altre attraverso faglie inverse a basso angolo (sovrascorrimenti), delle quali la Linea Montello-Conegliano rappresenta il fronte più avanzato.

Più a nord, e a questa parallela, si trova la Linea Bassano-Valdobbiadene, che unisce, secondo una direzione da ovest-sudovest a est-nord, la zona di Borso del Grappa con l'imbocco della Val Lapisina presso Vittorio Veneto. Quest'ultima faglia separa le Prealpi Trevigiane in due ambiti ben distinti dal punto di vista geologico: a nord la successione stratigrafica è formata per lo più dalle unità sedimentarie mesozoiche illustrate in precedenza; mentre a sud, fino alla Linea del Montello, affiora una sequenza di sedimenti

<sup>26</sup> L'avampaese è la regione più esterna di un sistema montuoso che, proprio per la sua distanza da quest'ultimo, non ha risentito dell'evento orogenetico.

## 2.6 La morfogenesi, ovvero, come si modella il rilievo terrestre

Nei paragrafi precedenti sono stati illustrati sommariamente i processi alla base della formazione delle rocce (litogenesi) e dei rilievi montuosi (orogenesi), da cui si originano le cosiddette *forme primarie* della superficie terrestre. Nel paesaggio come oggi lo vediamo, tuttavia, è ben riconoscibile l'azione degli agenti della degradazione che modellano nel tempo le strutture e i rilievi originati dalle forze endogene di natura tettonica e vulcanica della Terra, dando luogo a quelle che si chiamano per questo *forme derivate*.

Le forme derivate sono il frutto dell'azione di uno o più agenti del modellamento, quali le acque, i ghiacciai, le onde e il vento. Con il termine *morfogenesi* (dal greco *morphe*: forma) si intende l'insieme delle azioni esercitate dai processi che modellano il rilievo terrestre. Il modellamento di un rilievo è, quindi, un'interazione più o meno complessa tra fattori geologici, quali la litologia e l'assetto strutturale, agenti esogeni, responsabili dei processi di erosione, trasporto dei detriti e loro deposito, e condizioni climatiche.

La cosiddetta *denudazione*, che interessa tutte le terre emerse, è il prodotto di processi erosivi che tendono a disgregare le rocce e ad asportare i materiali detritici così ottenuti. Dove vi è una prevalenza dei processi erosivi hanno origine *forme di erosione*, modellate dalla progressiva demolizione delle masse rocciose. All'opposto si trovano forme derivate dall'accumulo dei frammenti di roccia e delle porzioni di suolo precedentemente rimossi dai processi erosivi, dette *forme di deposito*.

## 2.7 La geomorfologia del territorio trevigiano<sup>27</sup>

Il territorio della provincia di Treviso si presenta ricco di variabilità morfologica, estendendosi dalle Prealpi fino ai margini settentrionali della laguna di Venezia. Circa il 30% di esso è costituito da rilievi collinari e montuosi, mentre la restante parte è formata dalla pianura, generata dai depositi alluvionali dei principali fiumi alpini, primo fra tutti il Piave.

Nella formazione del rilievo come oggi lo possiamo osservare, l'assetto geologico ha condizionato l'azione dei diversi processi morfogenetici esogeni, tra i quali riconosciamo come prevalenti il glacialismo, il carsismo, i fenomeni gravitativi e di versante e l'erosione fluviale.

### 2.7.1 Le Prealpi Trevigiane

Le Prealpi Trevigiane uniscono, in un ideale allineamento di dorsali, le due piattaforme mesozoiche, quella trentina a ovest, in corrispondenza del Massiccio del Monte Grappa, con quella friulana a est, qui rappresentata dall'Altopiano del Cansiglio. La presenza di due piattaforme, costituite da rocce carbonatiche compatte e consistenti, ai margini di un bacino di sedimentazione marino in cui si depositavano materiali fini in sottili e fitte stratificazioni, ha fortemente condizionato il risultato della fase compressiva orogenetica alpina<sup>28</sup>.

Esaminando un po' più nel dettaglio gli elementi del rilievo trevigiano, troviamo, partendo

<sup>27</sup> Con il contributo di Andrea Simionato.

<sup>28</sup> Doglioni C. (1988) – Examples of strike-slip tectonics on platform-basin margins. *Tectonophysics*, 156, 293-302.

da est, il Massiccio del Cansiglio, un tipico altopiano carsico (*polje*), pur se di dimensioni contenute, impostatosi sul Calcare del Fadalto. Il *plateau*, che occupa una conca allungata circondata da rilievi e lembi di antiche superfici di spianamento rialzate e interessate da carsismo, è delimitato, sul lato trevigiano, da ripidi versanti, impostati in corrispondenza dei principali lineamenti tettonici<sup>29</sup>. In particolare, il pendio nordoccidentale, che forma uno dei fianchi della Val Lapisina, corrisponde alla rampa laterale della Linea Bassano-Valdobbiadene-Vittorio Veneto<sup>30</sup>. Il modellamento è avvenuto a opera delle frane postglaciali, indotte dalla mancanza della controspinta della lingua glaciale sui fianchi vallivi, che hanno determinato un arretramento del versante e la formazione di una netta scarpata sommitale. Il versante sud-occidentale si affaccia direttamente sull'alta pianura trevigiana seguendo una linea spezzata che collega Vittorio Veneto a Villa di Villa e che passa, approssimativamente, per i paesi di Anzano, Cappella Maggiore e Sarmede; esso coincide con la scarpata di faglia della Linea di Montaner, la quale forma un versante rettilineo degradante verso i depositi di materiali accumulati su un'antica superficie di spianamento che si rinvengono nella zona di Fregona, chiamati *glacis* di accumulo, sulla quale i torrenti pedemontani hanno inciso piccole, ma marcate vallecicole.

Le forme del paesaggio rispecchiano le diverse litologie presenti in quest'area e il particolare assetto strutturale. Ai massicci strati calcarei corrispondono ripidi versanti, contrapposti ai dolci pendii impostati sulle più tenere ed erodibili rocce cenozoiche.

La rete idrografica di quest'area è costituita da corsi d'acqua a carattere torrentizio, tutti affluenti di sinistra del Fiume Meschio. Questi scendono dal versante sud-occidentale del Cansiglio, incidendolo in alcuni casi anche profondamente (Valsalega) e sfociando nel Fiume Meschio dopo aver intensamente intagliato i meno tenaci litotipi cenozoici.

A occidente della Val Lapisina, le Prealpi continuano nella dorsale del Col Visentin - Monte

---

29 Castiglioni G.B. (1960) – Bosco del Cansiglio. Atlante Internazionale dei fenomeni carsici. Foglio 26. Padova.

Castiglioni G.B. (1964) – Forme del carsismo superficiale sull'Altopiano del Cansiglio. Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Stamperia di Venezia, t.122, a.a. 1963-1964, 327-344.

30 Costa V., Doglioni C., Grandesso P., Masetti D., Pellegrini G.B., Tracanello E. (1996) – Note illustrative del Foglio 063 Belluno alla scala 1.50.000. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.



Figura 20 – L'immagine, ripresa dal Monte Pizzoc verso ovest, racchiude in un unico sguardo la successione digradante dei rilievi prealpini dal Col Visentin, alla destra, fino all'alta pianura. In primo piano si scorge Vittorio Veneto col suo anfiteatro morenico, mentre in lontananza di intravedono le ultime propaggini del Montello. [Foto di Simone Busoni]



Figura 21 – Il Pian del Cansiglio visto dal Monte Pizzoc, in cui si percepisce la sua natura di “conca coronata” piuttosto che di altopiano vero e proprio. Verso est, sullo sfondo dell’immagine, il Gruppo del Cavallo. [Foto di Simone Busoni]

Cesen - Monte Tomba, che rappresenta l’ultimo affioramento di rocce mesozoiche, poiché, attraversata la Valle del Soligo, impostata in corrispondenza del sovrascorrimento della Linea Valdobbiadene - Vittorio Veneto, compaiono i termini cenozoici delle colline subalpine meridionali.

Il Massiccio del Grappa è un altopiano prealpino, posto al vertice nord-occidentale del territorio provinciale, caratterizzato da culminazioni del rilievo interrotte da avvallamenti e crinali definiti a “semialtipiano”, uno dei quali è rappresentato dal sistema Monte Tomba-Grappa. Le forme carsiche sono presenti in abbondanza e sono rappresentate da doline, da *karren* (solchi di origine carsica che intagliano le rocce calcaree) e da grotte che si aprono sulla superficie calcarea di età mesozoica. Localmente la morfologia è legata allo sviluppo dei processi periglaciali e localmente glaciali. Sui versanti predomina l’erosione torrentizia e i fenomeni di denudazione del versante.



## 2.7.2 La Vallata Trevigiana

Le ampie valli che separano i principali rilievi sono tutte fortemente controllate dalla tettonica e dalla struttura geologica. Tra queste la Vallata Trevigiana (nota anche, per alcuni tratti, come Valle del Soligo o Valmareno) che collega Valdobbiadene a Vittorio Veneto e costituisce la continuazione occidentale della Val Lapisina. Essa separa in maniera netta le Prealpi dalle creste delle colline subalpine. La valle, che talora è molto ampia, raggiungendo nel suo tratto centrale una larghezza superiore al chilometro, si è formata in corrispondenza della linea di debolezza data dal grande sovrascorrimento Valdobbiadene-Vittorio Veneto, per erosione delle rocce calcareo-marnose cretatiche e di quelle flyschioidi-argillose eoceniche. Lungo il fondovalle pianeggiante affiorano depositi quaternari morenici, fluvioglaciali e fluviali terrazzati; tra questi la morena frontale di Gai, quella laterale di Fratta, l'apparato morenico di Tarzo, i depositi argilloso-torbosi neri lungo la Tajada (canale artificiale che collega i Laghi di Revine al corso del Fiume Soligo), il deposito sabbioso-argilloso con tronchi subfossili di larice (*Larix decidua Mill.* datati con il metodo del radiocarbonio al 12.500 a.C.) presso Fornaci di Revine<sup>31</sup>. Dalle vallette trasversali del versante prealpino si formano i numerosi coni alluvionali e di deiezione che si rinvergono lungo la valle insieme a falde detritiche e alcune frane. L'idrografia superficiale è costituita dal Fiume Soligo e dai suoi affluenti che scendono dalla destra idrografica. La valle termina a ovest con il congiungersi, tra Miane e Valdobbiadene, della serie di colline subalpine con la dorsale delle Prealpi. In corrispondenza del Convento di Follina, il Soligo drena le acque di una risorgiva carsica e forma un caratteristico gomito fluviale, deviando bruscamente il suo corso verso sudest dove taglia trasversalmente le dorsali a *hogback*, per poi dirigersi a sud, verso il Piave.

Nella parte orientale della vallata si trovano i due laghi di Revine, di Santa Maria a est e di Lago a occidente, collegati da un canale artificiale.

31 Casadoro G., Castiglioni G.B., Corona E., Massari F., Moretto M.G., Paganelli A., Terenziani F., Toniello V. (1976) – Un deposito tardowürmiano con tronchi sub fossili alle Fornaci di Revine (Treviso). Bollettino Comitato Glaciologico Italiano 2, 24, 22-6.



Figura 22 – La Vallata Trevigiana tra i Laghi di Revine e la Morena di Gai in una ricostruzione 3D ottenuta dal rilievo Lidar e aerofotografico della Provincia di Treviso. [Lidar OGS-TV 2007]

### 2.7.3 La Val Lapisina

Trasversalmente alla testata della Valle del Soligo si trova la Val Lapisina, detta anche Vallone di Fadalto, che interrompe la continuità delle Prealpi, separando il Col Visentin dall'Altopiano del Cansiglio. È limitata a nord dalla Sella di Fadalto mentre a sudovest trova la sua naturale continuazione nella Vallata Trevigiana. La valle è in comunicazione anche con la pianura della zona di Vittorio Veneto, attraverso la stretta di Serravalle.

Le rocce che affiorano vistosamente sui fianchi e talvolta anche sul fondo della valle sono costituite da calcari mesozoici mentre nella parte tra Maren e Valcalda sono presenti anche rocce calcareo-marnose del Cretacico superiore; procedendo da questa località verso est e verso sud, ricompaiono rocce arenacee, calcaree e marnose cenozoiche che costituiscono la Costa di Serravalle.

Da un punto di vista morfologico, la Val Lapisina è una valle glaciale scavata e modellata dal ramo del ghiacciaio del Piave che invadeva la Conca dell'Alpago e scendeva poi lungo la valle, biforcandosi di nuovo a nord di Vittorio Veneto in località Santa Giustina. Un ramo percorreva la Valle del Soligo fino a Gai, dove si può osservare la morena frontale, incontrando nel suo cammino una piccola lingua glaciale "staccata" dal corpo principale del ghiacciaio (definita perciò *trasfluente*) e proveniente dal Passo di San Boldo; l'altro proseguiva verso sud, riversandosi nella pianura di Vittorio Veneto dove ha costruito l'apparato morenico di Vittorio Veneto. Per la particolare situazione strutturale e per la prolungata erosione glaciale, i fianchi



Figura 23 – La frana di Fadalto sbarrava la Val Lapisina dando vita al lago di Santa Croce. È evidente la nicchia di distacco sul versante occidentale del Massiccio del Cansiglio. [Google Earth™, 2019]

della valle si presentano molto ripidi, spesso subverticali, con dislivelli tra fondovalle e creste superiori ai mille metri.

Il profilo trasversale della Val Lapisina è variabile passando da “U” a “V” con forme composite, principalmente a causa delle numerose frane tardiglaciali e in parte anche più recenti, staccatesi dai fianchi vallivi per la cessata spinta laterale della massa glaciale e, successivamente, per l’azione erosiva del Fiume Meschio e di altri corsi d’acqua. Oltre a depositi di frana, a falde detritiche e ad altri depositi di versante, la Val Lapisina è caratterizzata dalla presenza di materiali morenici e di forme di erosione glaciale<sup>32</sup> (le conche attualmente occupate dai laghi), con le zone rocciose lisciate e modellate sempre dall’azione dello spostamento del ghiacciaio (le cosiddette “rocce montonate”).

Dal punto di vista idrografico, l’unico corso d’acqua degno di nota è il Fiume Meschio, che nasce da una risorgenza carsica situata ai piedi del Col Visentin, e i tre laghi che occupano il fondo di altrettante conche allungate nella stessa direzione della valle. Da sud a nord incontriamo dapprima il piccolo Lago di Negrisiola, poi il lago artificiale del Restello e, alle pendici della Sella di Fadalto, il Lago Morto, il più ampio dei tre. Il Lago Morto e quello di Santa Croce, quest’ultimo in territorio bellunese, rappresentano due esempi di laghi intravallivi formati per sbarramento alluvionale, morenico e di frana.

---

32 L’insieme dei processi fisici di erosione da parte di un ghiacciaio sulle rocce che sono a contatto con esso si definisce con il termine “esarazione”.



Figura 24 – Affioramento dei banconi arenacei della formazione del Monte Baldo in corrispondenza della Costa di Serravalle (Vittorio Veneto). Evidente la forte inclinazione degli strati che caratterizza i versanti meridionali delle “corde”. [Foto di Simone Busoni]

## 2.7.4 Le colline subalpine

Tra i fiumi Piave e Meschio, si distendono le colline subalpine, sviluppate in rilievi allungati paralleli all'orlo delle Prealpi, facilmente individuabili dalle lunghe e rettilinee creste delle formazioni cenozoiche, note come le "corde" di Vittorio Veneto, e dai morbidi rilievi dei colli di Fregona, delle colline di Conegliano, dei Colli Asolani e del Montello.

Il peculiare assetto strutturale delle caratteristiche successioni di formazioni rocciose tenaci (calcarei, arenarie e conglomerati) alternate a rocce tenere (marne, arenarie poco cementate e argille), con strati rovesciati, verticali o comunque molto inclinati, ha fortemente improntato la morfologia del rilievo, che si manifesta sia negli allineamenti di *hogback* e *cuesta*<sup>33</sup> (localmente: "corde" o "coste"), sia nel reticolo fluviale impostatosi in corrispondenza delle formazioni più erodibili e per questo detto "susseguente".

Per quanto riguarda l'idrografia, numerosi sono i torrenti che scendono da quest'area verso la pianura. Oltre al Fiume Soligo e ai suoi affluenti, tra i più importanti vi sono il Torrente Raboso e il Lierza, tributari del Piave, il Torrente Cervano, il Fiume Monticano, il Torrente Cervada e il Fiume Meschio appartenenti, invece, al bacino idrografico del Livenza.

I rilievi posti a meridione della linea degli *hogback* sono rappresentati dalle colline di Conegliano-Susegana e dai Colli Asolani, in corrispondenza dei quali il controllo strutturale è meno marcato. Si tratta nel complesso di un rilievo collinare alquanto articolato e meno organizzato, con sommità più dolci e versanti meno acclivi.

I Colli Asolani si sviluppano su più serie di rilievi che si presentano a tratti come tipici *hogback*, intervallati da selle (*wind-gap*) che ne interrompono la continuità. La loro morfologia è meno regolare rispetto al lato orientale delle colline subalpine e sono talora intervallati da dossi meno elevati e con forme addolcite.

## 2.7.5 L'anfiteatro di Vittorio Veneto

L'apparato glaciale di Vittorio Veneto è costituito da più cerchie moreniche concentriche che si allargano attorno all'omonima città. Questo apparato fu originato dal ramo meridionale del ghiacciaio del Piave, il quale, provenendo dalla Val Lapisina, fuoriusciva dalla stretta di Serravalle per espandersi nell'alta pianura trevigiana. Le dorsali moreniche sono collegate lateralmente ai rilievi in roccia che ne costituiscono parzialmente la base e dei quali rappresentano l'ideale prosecuzione morfologica. La sequenza delle colline moreniche è interrotta da due varchi incisi dagli scaricatori fluvioglaciali (corsi d'acqua originati dalla fusione del fronte glaciale) che alimentavano col loro trasporto solido la pianura che si formava alla fronte del ghiacciaio (*sandur*<sup>34</sup> proglaciale).

33 *Hogback* e *cuestas* si distinguono per l'inclinazione degli strati rocciosi. I primi sono più acclivi, le *cuestas* hanno invece inclinazioni inferiori ai 45°.

34 *Sandur*: è il termine che identifica i depositi di ambiente fluviale che si formano in corrispondenza della fronte glaciale a opera delle acque di fusione dei ghiacci stessi.

## 2.7.6 Il Montello

Il Colle del Montello, separato dai rilievi prealpini dalla piana del Quartier del Piave, costituisce l'ultima bassa elevazione morfostrutturale prima della pianura. È formato dalla potente successione del Conglomerato del Montello di età Messiniana, modellata dall'erosione fluviale in corrispondenza del fianco che si affaccia sul solco di Biadene, il quale rappresenta una grande valle antecedente, vale a dire impostatasi prima del sollevamento tettonico del colle, come testimoniato dalla serie di terrazzi fluviali, fino a sette, che si rinvengono sui fianchi del solco di Biadene a varie quote. Il Montello è interessato dalla presenza di più di 2000 doline, formatesi a spese dei ciottoli carbonatici e della matrice carbonatica del conglomerato, caratterizzate da un diverso sviluppo planimetrico e volumetrico a seconda dell'età di formazione. Numerose sono le grotte presenti, a sviluppo prevalentemente orizzontale.

## 2.7.7 La Pianura Veneta

I quadranti meridionali del territorio provinciale rappresentano la pianura veneta, generata dagli apporti di materiale dei principali fiumi alpini: Piave, Brenta e, in misura minore, Tagliamento, con i contributi di Cervano, Crevada, Monticano, Meschio e altri fiumi che si sono impostati nelle depressioni tra un cono e l'altro, dette anche "conche di interconoide", quali Musone, Sile e Livenza. La superficie della pianura rappresenta l'esito della deposizione fluvioglaciale e fluviale quaternaria. L'accrescimento, o aggradazione, dei depositi alluvionali è il risultato delle ripetute rotte fluviali che interessarono i diversi settori pianiziali. L'architettura deposizionale è perciò contraddistinta da corpi sedimentari più grossolani, corrispondenti alle principali direttrici fluviali, alternati o giustapposti a sedimenti relativamente più fini, propri dei settori più distanti dall'alveo fluviale. Lo spaglio dei sedimenti è avvenuto a partire dagli apici dei conoidi o, più propriamente, dei *megafan*, dove il ripetersi delle avulsioni fluviali in corrispondenza dello sbocco in pianura dei più importanti fiumi alpini ha generato ampi e piatti con alluvionali, lunghi molte decine di chilometri. Nell'insieme, questi sistemi deposizionali presentano una continuità morfologica dallo sbocco vallivo fino alle zone costiere.

L'intera pianura veneto-friulana è composta da un mosaico di unità geomorfologiche tra loro differenti per età, per sistema fluviale responsabile della formazione e per processi genetici connessi ai corsi d'acqua alpini, prealpini e di risorgiva (Figura 25).

In provincia di Treviso, il settore centrale è costituito dal megafan del Piave di Montebelluna, formato in realtà da due settori depositati in età diverse, e dal megafan del Piave di Nervesa, ancora oggi solcato dal corso attivo del Fiume Piave. Il limite occidentale è occupato dal fianco orientale del megafan di Bassano, facente capo al Fiume Brenta, mentre sul limite orientale in alta pianura si trovano i sistemi del Cervada-Monticano-Meschio e in bassa pianura i settori più distali corrispondenti all'unghia del grande megafan del Tagliamento.

I megafan mostrano una marcata differenziazione interna in senso longitudinale. Nel complesso, le prime decine di chilometri del loro sviluppo, dal margine pedemontano fino alla fascia delle risorgive, sono ghiaiose o sabbioso-ghiaiose e hanno pendenze comprese tra 7 e 3‰ e rappresentano la cosiddetta alta pianura. Allontanandosi dal margine alpino, la diminuzione della capacità di trasporto dei corsi d'acqua ha impedito a questi ultimi di veicolare sedimenti grossolani, consentendo il moto verso valle di materiali progressivamente più fini, che hanno determinato la costruzione di una pianura costituita da depositi limoso-argillosi e

da corpi di canale sabbiosi (bassa pianura). Vi è una netta soglia sedimentaria che limita le aree di deposizione delle diverse classi granulometriche e che determina lo sviluppo di tipi di alveo e di facies sedimentarie differenti.

Nella pianura veneto-friulana, a partire dallo sbocco vallivo, i maggiori fiumi, tra i quali il Piave, presentano dapprima un letto ghiaioso molto largo a canali intrecciati (*braided*), mentre più a valle, in genere poco a sud della linea delle risorgive, l'alveo diviene monocursale, prima a isole fluviali e poi a meandri. Nel tratto terminale, l'alveo diviene pensile e si ha la formazione di dossi fluviali rilevati<sup>35</sup>. Spesso la fascia delle risorgive, in quanto zona di transizione tra alta e bassa pianura, viene definita come “media pianura”.

35 Bondesan A., Meneghel M. (a cura di) (2004) – Geomorfologia della provincia di Venezia. Padova, Esedra.



Figura 25 – Schema dei sistemi morfo-sedimentari della pianura veneto-friulana. I nomi indicano i principali megafan e i settori di pertinenza dei depositi alluvionali. [Carton et al., 2009, modificato]



# La collina scolpita: paesaggio strutturale

## 3.1 Morfosculture e morfostrutture

Nell'evoluzione delle forme che caratterizzano un paesaggio, la struttura geologica svolge un ruolo molto importante, al punto di essere riconosciuta come un fattore genetico fondamentale del rilievo<sup>36</sup>. La litologia delle rocce, che ne condiziona le proprietà meccaniche, e la loro disposizione nello spazio (giacitura) possono influenzare l'azione dei processi esogeni come l'erosione, al punto che le forme che ne derivano vengono chiamate *strutturali*.

Il termine *morfoscultura* indica una particolare unità del rilievo in cui l'azione morfogenetica prevalente può essere attribuita ad agenti esogeni, al contrario delle *morfostrutture*, qual è il Montello, ad esempio, in cui l'influenza della componente endogena (come la tettonica) è più marcata. Le morfosculture risultano perciò in genere, ma non sempre, di dimensioni più ridotte e con una genesi più recente rispetto alle forme del rilievo legate a processi morfogenetici endogeni.

L'agente che maggiormente ha concorso e tuttora concorre alla formazione dei lineamenti del rilievo della provincia di Treviso, è l'erosione. È intuitivo che rocce con diversa resistenza all'erosione possano dar luogo a forme a loro volta diverse: rocce dure e tenaci tenderanno ad avere forme sporgenti, al contrario delle rocce più tenere che avranno invece la tendenza a essere spianate; l'azione erosiva sarà così differenziale, o meglio selettiva, agendo più marcatamente sulle formazioni rocciose meno resistenti e viceversa. Tipicamente l'erosione selettiva si manifesta in presenza di formazioni sedimentarie costituite da strati alternativamente teneri e duri. In queste condizioni assume importanza anche la giacitura degli strati; in condizioni di orizzontalità si formeranno rilievi tabulari, in presenza di strati inclinati si formeranno rilievi asimmetrici, detti monoclinali, come le "corde" di Vittorio Veneto.

---

36 Castiglioni G.B. (1986) – Geomorfologia. Utet, Torino.

## 3.2 I geositi strutturali

### 3.2.1 Le “corde” di Vittorio Veneto

Tipologia	Allineamento di dorsali (morfoscultura)
Ubicazione	Prealpi Trevigiane da Vittorio Veneto fino a Crespano del Grappa
Estensione	Circa 23 km di lunghezza
Altitudine	Da 50 m al piede sino a circa 500 m s.l.m. in cresta
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezioni 063160, 064130, 084020, 084030, 084040, 084060 e 084070
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Sezione 063160 - San Floriano, sezione 064130 - Fregona-Mezzavilla, sezione 064140 Coltura, sezione 084040 - Vittorio Veneto, sezione 063150 - Passo di San Boldo, sezione 084030 Tarzo, sezione 063140 - Ponte Val Maor, sezione 084020 Follina, sezione 084060 - Farra di Soligo, sezione 084070 - Refrontolo

Un esempio tra i più suggestivi e didattici di morfoscultura sono i rilievi subalpini trevigiani, che si estendono prevalentemente a ovest di Vittorio Veneto e sono separati dal versante prealpino da una valle monoclinale asimmetrica ampia circa un chilometro, occupata dai due laghi di Revine e dal Fiume Soligo.

Il sito è caratterizzato da una sequenza regolare di rilievi costituiti da un’alternanza di strati conglomeratici poligenici, arenacei e argillosi, depositi tra l’Oligocene superiore e il

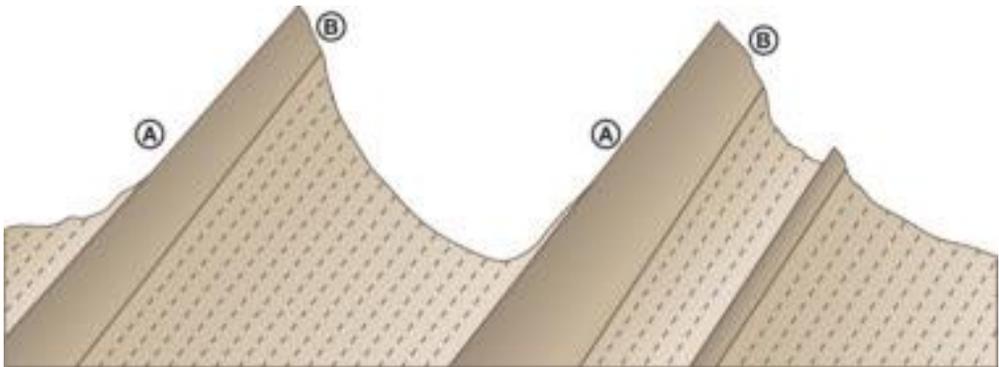


Figura 26 – Sezione schematica di un rilievo a hogback. I versanti indicati con la lettera A sono chiamati “di faccia” o “dorsi”, mentre con la lettera B i versanti “di testata” o “fronti”. Con il colore pieno sono rappresentate le rocce più dure e resistenti.



Figura 27 – La sequenza delle “corde” di Vittorio Veneto vista dal Monte Pizzoc. In lontananza, nella vallata ai piedi dei versanti prealpini, si scorgono i due laghi di Revine. [Foto di Simone Busoni]

Miocene, fortemente inclinati dai movimenti tettonici in parte coevi alla deposizione e in parte successivi. Questi rilievi, detti “sistema a corde” per il loro andamento rettilineo e parallelo, si sono sviluppati grazie all’erosione che ha agito selettivamente su rocce caratterizzate da un’alternanza di strati teneri e tenaci e da una giacitura molto inclinata, nel caso specifico omogenea, condizione che consente di definirli “monoclinali”. In particolare, queste dorsali risultano allungate nella direzione degli strati e un loro versante corrisponde, a grandi linee, con le superfici di stratificazione (versante di faccia o dorso), mentre l’altro taglia gli strati mettendone in evidenza le testate (versante di testata o fronte). L’azione dell’erosione, più incisiva in corrispondenza degli strati di roccia più teneri, tende a mettere in luce la superficie degli strati più resistenti, individuando versanti strutturali o substrutturali, coincidenti con i piani di strato (Figura 26).

Questi rilievi collinari sono, quindi, il risultato dell’erosione selettiva che si è esplicitata a partire da una superficie di spianamento, che troncava una serie di strati pressoché verticalizzati, appartenenti al fianco meridionale della piega anticlinale asimmetrica delle Prealpi Trevigiane. La piega ha dato origine, in corrispondenza delle bancate delle formazioni più resistenti, alle dorsali che vediamo oggi e, lungo gli strati di rocce più tenere, alle valli a queste ultime parallele, dette valli monoclinali di tipo “sussequente”, come la prima parte della valle del Soligo. Pur essendo le principali valli parallele alla direzione delle dorsali, esistono valli a questa perpendicolari, chiamate “valli di tipo conseguente”, il cui esempio tipico è il secondo tratto della valle del Soligo.

Queste dorsali con ripidi versanti, dette a *hogback* poiché in sezione ricordano il profilo di una schiena d’asino, sono interrotte in senso trasversale dalla Valle del Piave, che ne costituisce il confine verso ovest, mentre la valle del Fiume Meschio segna il margine naturale a nordest, presso Vittorio Veneto. Altre valli minori, spesso con fondo a “V”, incidono trasversalmente il sistema a corde, con un reticolo idrografico a graticcio.

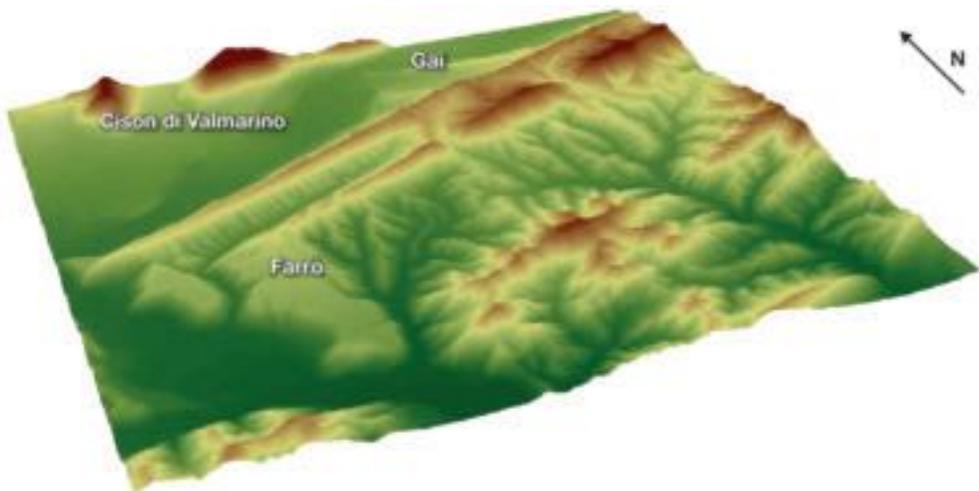


Figura 28 – Il modello digitale di un settore delle “corde” mostra la sequenza delle creste di *hogback* parallele e lo sviluppo della rete idrografica che si adatta alla struttura geologica. [Elaborazione di Chiara Levorato, dati Lidar OGS-TV 2007]

Le dorsali principali sono due: quella Monte Croce - Colle Val Spinosa - Monte Comun - Monte Baldo, che corrisponde alla formazione di Monte Baldo (Langhiano - Serravalliano), e quella Col Franchin - Monte Mondragon - Monte Stella, che corrisponde all'Arenaria di Vittorio Veneto, Tortoniana.

Specifici eventi morfogenetici sono all'origine di alcune particolarità del rilievo. Il breve sviluppo verso est della Costa di Zuel (corrispondente alla Calcarenite di Castelcucco, Aquitaniano) si può spiegare con l'azione erosiva operata durante il Pleistocene superiore dalla lingua glaciale che percorreva la Valle del Soligo e che ha formato l'arco morenico su cui sorge il paese di Gai. La maggior altezza del Monte Baldo, nel settore orientale, potrebbe essere la conseguenza di movimenti tettonici differenziali avvenuti lungo faglie attivate dagli ultimi episodi di sollevamento dell'area. Il Monte Piai, che costituisce una breve costa presso Vittorio Veneto, disallineata rispetto alle coste adiacenti, ha invece un'origine nella stratigrafia del substrato. Questa costa corrisponde al Conglomerato di Monte Piai, un corpo di conglomerati tortoniani resistente all'erosione che si depositò in un ambiente di delta e aveva un'estensione laterale limitata.



# ***Gutta cavat lapidem:*** **il paesaggio carsico**

## **4.1 Il fenomeno carsico**

### **4.1.1 Il paesaggio carsico**

I paesaggi carsici sono contraddistinti dalla presenza in superficie di cavità di dissoluzione, più o meno diffuse, e dalla contemporanea assenza di idrografia. Le forme di dissoluzione si generano in presenza di rocce solubili in acqua, quali rocce calcaree, dolomitiche o evaporitiche (soprattutto gesso e anidrite), e di precipitazioni meteoriche sufficientemente abbondanti, rese aggressive dalla presenza di CO<sub>2</sub> che ne conferisce un comportamento acido. Trattandosi di un processo di soluzione è infatti necessario che sia presente sia il soluto (la roccia idrosolubile), che il solvente (acqua contenente CO<sub>2</sub> disciolta).

Le acque, infiltrandosi nel sottosuolo, tendono ad allargare progressivamente fratture e discontinuità presenti nella roccia, dando vita a un articolato e complesso reticolo di condotti, gallerie, pozzi e vere e proprie sale. Distinguiamo così un *carsismo epigeo*, che si genera in superficie, e un *carsismo ipogeo*, che interessa i livelli rocciosi più profondi. La facilità con la quale l'acqua penetra all'interno delle masse rocciose attraverso le vie di percolazione superficiale giustifica la pressoché totale assenza di una rete idrografica (con qualche eccezione in particolari contesti, per i quali si adotta il termine di fluviocarso, per esempio il famoso distretto del "carso a torri" di Guilin nella Cina meridionale). Spesso si assiste a una concomitanza di azione degli agenti morfogenetici, così il modellamento del rilievo avviene per processi diversi che possono essersi alternati nel tempo o aver agito contemporaneamente.

I paesaggi carsici interessano larghe porzioni della superficie terrestre (circa il 10% delle terre emerse), sviluppandosi su tutti i continenti, prevalentemente nelle zone esterne alle grandi fasce orogenetiche. Le rocce interessate sono costituite da calcari, dolomie, rocce intermedie fra queste due (calcari dolomitici e dolomiti calcaree), calcari marnosi, marmi, arenarie calcaree, breccie e conglomerati carbonatici (come nel caso del Conglomerato del Montello, ampiamente diffuso nel territorio trevigiano). In subordine, e con tempi di dissoluzione più rapidi rispetto alle rocce carbonatiche, vi sono le rocce evaporitiche costituite da anidrite, gesso e, infine, salgemma. Queste ultime sono rocce formatesi per cristallizzazione di sali disciolti naturalmente in acqua a causa dell'evaporazione in bacini chiusi in presenza di clima arido.

## 4.1.2 La corrosione carsica

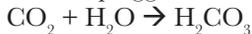
È evidente che, quando si ha a che fare con le rocce, l'acqua pura non è un solvente particolarmente aggressivo: un litro di acqua porta in soluzione appena 12 mg di calcite, minerale costituito da carbonato di calcio di cui sono prevalentemente composte le rocce calcaree.

Eppure, le soluzioni naturali che attraversano un massiccio carbonatico sono molto più ricche di questo sale. La spiegazione risiede nella presenza di anidride carbonica (più propriamente biossido di carbonio, formula chimica  $\text{CO}_2$ ), la cui concentrazione in atmosfera ha oggi abbondantemente superato le 400 parti per milione (ppm).

L'anidride carbonica si trova disciolta in tutte le acque naturali in una concentrazione di equilibrio con la  $\text{CO}_2$  atmosferica, conferendo un maggior grado di acidità all'acqua che può così aumentare il suo potere corrosivo nei confronti delle rocce carbonatiche.

La reazione secondo la quale ha luogo il fenomeno della dissoluzione delle rocce carbonatiche può essere così schematizzata:

- il biossido di carbonio presente nell'atmosfera viene in parte disciolto nell'acqua delle precipitazioni atmosferiche, formando l'acido carbonico, con conseguente acidificazione della pioggia<sup>37</sup>:



biossido di carbonio + acqua → acido carbonico

- l'acqua acidificata reagisce con il carbonato di calcio delle rocce dando origine a un bicarbonato di calcio solubile nella stessa acqua:



acido carbonico + carbonato di calcio → bicarbonato di calcio

- il  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  si dissocerà in ioni  $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{++}$  e  $\text{CaOH}^+$  dando luogo a una soluzione acquosa di tipo ionico.

Le reazioni sommariamente descritte qui sopra possono, al variare delle condizioni chimico-fisiche, essere percorse in senso opposto, ottenendo da una soluzione una “nuova” roccia carbonatica; fenomeno che si verifica nelle numerose concrezioni tipiche dell'ambiente carsico di grotta, come le stalattiti, le stalagmiti<sup>38</sup> e le altre concrezioni calcaree.

Diversi parametri concorrono a modificare l'aggressività dell'acqua (più correttamente diremo di una “soluzione acquosa di  $\text{CO}_2$ ”) e quindi la quantità di carbonato di calcio che passerà in soluzione. Un aumento di acidità, espressa come pH, numero compreso tra 0 e 14<sup>39</sup>, rende l'acqua maggiormente corrosiva. La durezza corrisponde alla concentrazione di sali in soluzione (idrogenocarbonati, solfati e cloruri), espressa in mg di  $\text{CaCO}_3$ /litro o in gradi francesi (1 °F=10 mg di  $\text{CaCO}_3$ /litro); in realtà esistono anche molte altre unità di misura. Maggiore è il contenuto di sali disciolti, minore sarà l'ulteriore quantità di carbonato di calcio che potrà

---

37 Questo fenomeno è all'origine delle tristemente famose “piogge acide” che, in particolare nell'Europa settentrionale, compromettono l'esistenza di intere foreste.

38 Le stalattiti sono concrezioni carbonatiche che si formano per lento stillicidio dalla volta delle cavità carsiche. I cristalli di calcite generano una formazione calcarea pendente dalla sommità della grotta che si allunga progressivamente verso il basso. La stalagmite è all'opposto una concrezione calcarea a forma di colonna che si innalza dal fondo della grotta, sempre in corrispondenza di un punto di gocciolamento.

39 Il valore del pH di una soluzione acida è convenzionalmente assunto inferiore a 7, corrispondente alla neutralità, mentre le soluzioni basiche hanno valori superiori a 7.

andare in soluzione. Come abbiamo enunciato sopra, il contenuto di  $\text{CO}_2$  è uno dei principali fattori: all'aumentare dell'anidride carbonica in soluzione aumenterà anche la concentrazione di carbonato di calcio.

La temperatura influisce sull'aggressività dell'acqua intesa come solvente: infatti la solubilità di sali come il carbonato di calcio diminuisce all'aumentare della temperatura e, quindi, a parità di ogni altra condizione, un innalzamento della temperatura porta alla sovrasaturazione della soluzione con conseguente precipitazione del carbonato di calcio. Le incrostazioni sulle serpentine del boiler o della lavastoviglie dipendono proprio dall'innalzamento della temperatura dell'acqua in prossimità del metallo, così come talora, in presenza di acque calcaree, i residui biancastri che si formano al fondo del bollitore del tè sono il risultato della precipitazione di cristalli di  $\text{CaCO}_3$  (ma in questo frangente contribuisce anche l'evaporazione); infine c'è da considerare la conducibilità, che è proporzionale alla concentrazione ionica.

Di per sé, il mutare degli equilibri tra i diversi parametri chimico-fisici appena descritti non è sufficiente a spiegare del tutto come avvenga la dissoluzione chimica in un ambiente carsico, essendo regolata anche da altri più complessi fenomeni che coinvolgono la miscela di acque di diversa concentrazione oppure l'effetto ioni-simili, quando è presente in soluzione una modesta quantità di ioni di magnesio (come nel caso delle dolomie che sono, in effetti, un carbonato doppio di calcio e magnesio). Questi fenomeni, assieme alle variazioni di temperatura delle acque carsiche, consentono anche di spiegare la dissoluzione profonda e il formarsi del reticolo di grotte anche a grande profondità.

### 4.1.3 La genesi delle forme superficiali

Il meccanismo che genera le forme carsiche superficiali prevede che la corrosione avvenga dapprima sulla superficie esterna, dove l'acqua di precipitazione inizia a scorrere. In presenza di discontinuità, l'acqua si infiltra e allarga progressivamente le fessure, formando una rete embrionale che consente la circolazione idrica sia in senso verticale che orizzontale.

Esiste spesso un collegamento funzionale tra le forme di superficie e le cavità profonde, dove le prime costituiscono la via di accesso preferenziale dell'acqua nel sottosuolo.

Gran parte della corrosione avviene tuttavia in superficie, specialmente se in presenza di un suolo in grado di trattenere l'umidità e di concentrare  $\text{CO}_2$  organica e acidi umici derivanti dall'attività biologica.

### 4.1.4 Il carsismo epigeo

I processi di dissoluzione carsica agiscono nell'istante in cui l'acqua ricca di  $\text{CO}_2$  entra in contatto con la roccia. La superficie rocciosa viene quindi scolpita in vario modo dando luogo a formazioni frastagliate che a seconda della forma e del grado di sviluppo assumono diversa denominazione. Dapprima si generano delle microforme costituite da creste affilate e piccole scannellature carsiche, note anche col termine tedesco di *Rillenkarren*; sono larghe al massimo un paio di centimetri e altrettanto profonde, e lunghe in genere qualche decimetro. Le scannellature sono raggruppate a formare reticoli paralleli, centrifughi o divergenti, a seconda della morfologia del substrato, concentrandosi generalmente al bordo dei crepacci, sulle testate di strato e sugli spartiacque.

Quando il rivolo dell'acqua di pioggia tende a raccogliersi lungo linee di impluvio, la corrosione dà vita alle docce carsiche (*Rinnenkarren*). Si tratta di solchi profondi 10-20 centimetri, lunghi

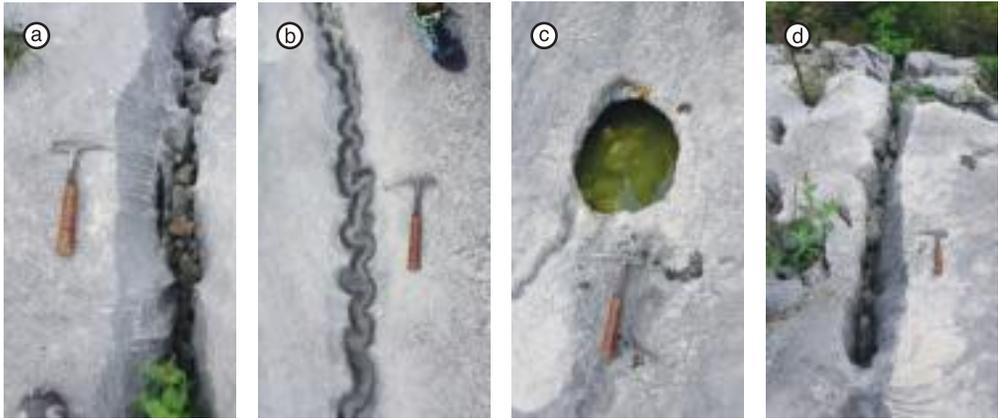


Figura 29 – Esempi di microforme carsiche: a) Scannellature carsiche o *Rillenkarren*; b) Doccia carsica o *Rinnenkarren*; c) Vaschetta carsica o *Kamenitz*; Crepaccio carsico o *Kluftkarren* (Canale, VR). [Foto di Aldino Bondesan]

anche parecchi metri, che con scarse pendenze tendono a formare stretti meandri, mentre assumono un tracciato rettilineo in presenza di versanti acclivi (in tal caso tendono a essere lunghi anche decine di metri e talora isolano delle lame affilate che fanno da spartiacque tra due solchi adiacenti).

La superficie in roccia può essere scolpita anche da altri tipi di microforme, come, ad esempio, le impronte carsiche (*Trittkarren*) che sono tipiche forme a coppella con un fianco aperto (ricordano l'impronta del tacco di una scarpa) oppure dai fori carsici, da cavità alveolari o da vaschette di corrosione. Queste ultime, note anche col termine di *kamenitza* sono delle tipiche cavità a fondo piatto, profonde qualche decimetro e larghe fino ad un paio di metri che presentano dei fianchi aggettanti e che in genere ospitano acqua al loro interno.

Forme più grandi sono i crepacci carsici (*Kluftkarren*), lunghi spesso decine di metri e profondi anche qualche metro. In funzione del grado di fratturazione e della stratigrafia delle rocce possono creare in un affioramento calcareo una suddivisione minuta in blocchi che nel tempo può portare alla formazione delle cosiddette “città di roccia”. Si tratta di blocchi di roccia separati da reticoli di fratture (alla loro genesi talora concorrono anche altri fenomeni, tra i quali l'azione del gelo e disgelo) che ricordano, se osservati da lontano, gli agglomerati di alti edifici delle grandi metropoli.

Al di sotto delle coperture di suolo si trova il carso coperto (*Rundkarren*). La roccia è scolpita in forme morbide, prive di creste e asperità.

È consueto che le microforme carsiche siano presenti in gruppi che possono interessare superfici relativamente ampie. Tali aree si definiscono campi solcati o campi carreggiati (*Karrenfelder*): i numerosi solchi che intaccano la roccia ricordano infatti le tracce che i carri lasciavano al loro passaggio.

### 4.1.5 Le doline

La forma più tipica del paesaggio carsico è probabilmente la *dolina*. Si tratta di una cavità superficiale di dimensioni estremamente variabili, profonda da pochi decimetri a molte centinaia di metri, con diametri che possono raggiungere il chilometro. Le doline sono sedi di corrosione accelerata in corrispondenza di punti di assorbimento concentrato definiti *in-*



Figura 30 – Profilo trasversale di una dolina di dissoluzione normale. Il progressivo allargamento delle fessure della roccia crea una via di percolazione verso il basso.

*ghiottitoi*, che mettono in comunicazione con la superficie la rete di fratture o il reticolo carsico sotterraneo. Il deflusso delle acque superficiali si dirige verso tali punti di assorbimento costituiti per lo più da fessure e condotte embrionali, quasi sempre nascoste dalla copertura di suolo. Col tempo la corrosione carsica si fa più pronunciata, allargando progressivamente le aperture, così la dolina cresce di dimensioni, espandendo il proprio bacino di raccolta delle acque.

Le doline possono assumere forme diverse a seconda della loro evoluzione e della presenza di sedimenti al loro interno.

La classificazione morfologica fa spesso riferimento a oggetti comuni: si hanno così le doline a piatto, a scodella o a imbuto, in analogia con la forma delle stoviglie.

I geologi hanno introdotto diverse classificazioni delle doline in funzione delle modalità di formazione. Tra i diversi tipi di doline si ricordano, oltre a quelle di “dissoluzione normale” descritte sopra, le doline di crollo, generate dalla caduta della volta di una cavità carsica che si trovi in prossimità della superficie topografica; un altro tipo di dolina è quella definita



Figura 31 – Scorcio della testata della Valle dei Morti (Gaiuvera del Montello) in cui la presenza di doline è resa visibile dai continui avvallamenti del terreno. [Foto di Simone Busoni]

“alluvionale”, dove la corrosione della roccia carsificabile avviene poco al di sotto di depositi quaternari (tipicamente depositi fluviali in aree di fondovalle o di pianura), generando un avvallamento superficiale. Spesso le doline si presentano aggregate in gruppi numerosi: sono i cosiddetti “campi di doline” che proprio nei siti carsici principali della provincia di Treviso trovano massima espressione (Figura 31).

Quando più doline coalescenti si accrescono tendono a generare forme complesse costituite dall'unione di più doline che prendono il nome di *uvala*.

Benché il paesaggio carsico sia caratterizzato da una sostanziale assenza di corsi d'acqua, tuttavia vi possono essere situazioni in cui la presenza di terreni impermeabili consente la formazione di torrenti o di fiumi che attraversano l'area carsica; come detto, si parla in tal caso di fluviocarsismo. Spesso la morfologia fluviale è ereditata da una storia geologica precedente, quando magari erano ancora preservate dall'erosione compagini rocciose in grado di ospitare i traccati fluviali. In questi casi si ha un'interferenza tra forme carsiche e forme fluviali, che danno vita a forme miste, dove la valle carsica spesso è solcata solo in parte da un fiume che si origina dal fondovalle (valle chiusa o *reculée karstique*) o le cui acque vengono inghiottite lungo il suo percorso (valli cieche e valli morte). Si tratta spesso di forre profonde con ripidi versanti in roccia.

### I piani carsici o polje

Il carsismo epigeo si può esprimere anche in forme di grandi o grandissime dimensioni come i piani carsici o *polje* (dallo sloveno: campo). Si tratta di grandi conche chiuse, a fondo pianeggiante, delimitate da rilievi rocciosi, le cui dimensioni variano da uno ad alcune decine di chilometri (in Bosnia, il Livanjsko Polje, che è il più grande del mondo, misura 459 km<sup>2</sup>).

I polje sono quasi sempre condizionati dalla tettonica locale, in genere una depressione tettonica o strutturale, circondati da formazioni rocciose non carsificabili i cui prodotti di erosione vanno a occupare il fondo, in genere impermeabilizzandolo e rendendolo fertile. Di norma vi scorre un fiume, che inonda regolarmente la piana, defluendo in inghiottitoi detti *ponor* oppure sono interessati da allagamenti stagionali provocati dal deflusso delle acque scaricate dai versanti impermeabili. Talvolta, se l'acquifero carsico innalza la propria quota idrometrica, gli inghiottitoi possono invertire il loro flusso diventando punti emittenti. In questo caso prendono il nome di *estavelle* o *inversac*.

#### 4.1.6 Il carsismo ipogeo

Un sistema carsico deve essere considerato non solo nelle sue manifestazioni superficiali, ma anche nel suo sviluppo in profondità. Al di sotto della superficie si genera un reticolo, spesso fitto e articolato, di gallerie e cavità di varia forma, dimensione e orientamento. La speleogenesi, vale a dire la formazione delle condotte attraverso l'apertura e l'allargamento delle fessure, si attua attraverso la corrosione carsica a opera di flussi concentrati delle acque circolanti, l'azione diretta di erosione meccanica delle correnti idriche e i crolli dalle volte e dalle pareti per effetto della gravità.

Lo sviluppo del reticolo carsico è anche funzione del grado di fratturazione della roccia. Una rete fitta di fratture minute innesca un flusso lento e laminare delle acque, il cui moto avviene senza formare vortici. In presenza di un ammasso roccioso interessato da poche fratture, ma di dimensioni maggiori, il flusso idrico si concentra in queste discontinuità, innescando

moti più rapidi e turbolenti. In questo caso la circolazione avviene lungo percorsi indipendenti, o quasi, e la velocità con la quale l'acqua circola nel sottosuolo può variare dai metri ai chilometri all'ora.

Sono definite “grotte” tutte le cavità accessibili all'uomo, ma queste non esauriscono evidentemente tutte le tipologie di cavità sotterranee. Esiste una terminologia precisa che si riferisce alle cavità carsiche, in base alla loro forma e giacitura e in funzione della presenza d'acqua al loro interno. Distingueremo così le gallerie, che sono cavità suborizzontali, e i cammini, i pozzi e gli abissi, che sono cavità verticali. Esistono anche condotte inclinate, sia per effetto di condizionamenti di tipo strutturale, quando per esempio si ritrovano strati geologici o fratture inclinate, sia per lo sviluppo progressivo della corrosione carsica allineata alla direzione di scorrimento delle acque verso una sorgente.

Spesso all'incrocio di gallerie si formano le sale, grotte molto ampie, quasi sempre interessate da crolli della volta e delle pareti che si accumulano al fondo delle stesse.

La circolazione delle acque in profondità avviene normalmente sotto l'effetto della gravità, dall'alto verso il basso lungo vie di scorrimento preferenziali (la cosiddetta zona di percolazione o “vadosa”), costituite essenzialmente dai giunti degli strati e dalle fratture della roccia, che vengono allargati dai processi carsici; nella zona di percolazione le cavità sono perennemente asciutte, fatto salvo il temporaneo transito delle acque verso il basso in occasione di eventi meteorici; possono fare eccezione i percorsi dei fiumi carsici sotterranei i quali, inabissandosi dalla superficie, mantengono lungo una certa direttrice un flusso perenne anche molto importante. Eventuali orizzonti impermeabili possono confinare alla base, o lateralmente, la roccia carsica che ospita nelle sue cavità l'acqua che così si accumula sul fondo, saturando ogni spazio disponibile (zona “satura” o “freatica”). Si tratta del cosiddetto “acquifero carsico” che risulta quindi interessato da una falda acquifera discontinua il cui pelo libero tende a oscillare in dipendenza dei fenomeni di ricarica dall'alto a opera delle precipitazioni atmosferiche o dell'afflusso di corsi d'acqua provenienti da aree esterne non carsiche. La fascia interessata dalla fluttuazione del livello dell'acqua viene definita intermedia o di oscillazione.

Si consideri che l'acquifero carsico viene descritto come «un insieme non omogeneo di

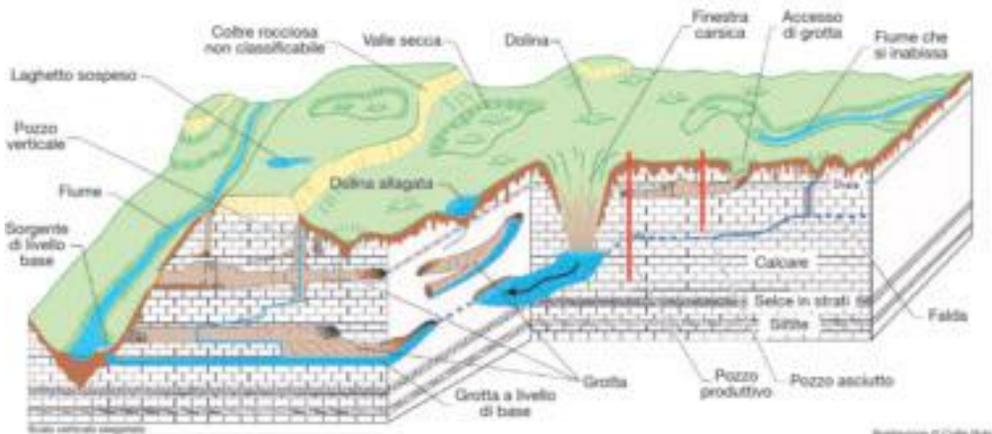


Figura 32 – Forme del carsismo superficiale e sotterraneo. [Taylor e Greene (2008)]

vuoti nell'ambito del quale si riconoscono zone preferenziali di sviluppo, fra cui esistono o tendono a stabilirsi delle relazioni funzionali»<sup>40</sup>. Questo significa che non sempre l'acqua nel sottosuolo costituisce una massa diffusa che occupa in maniera uniforme le condotte carsiche, ma che si possono stabilire correnti idriche ben localizzate e indipendenti.

L'uscita dal sistema carsico avviene attraverso sorgenti che si aprono alla periferia dell'ammasso roccioso drenando l'acqua di fondo. Tali sorgenti possono essere perenni, quando sono alimentate dalle acque della zona satura, o intermittenti quanto si trovano in corrispondenza della zona intermedia; la loro portata può variare di molto, anche in intervalli di tempo molto brevi. Questo è causato dall'elevata velocità di scorrimento delle acque nel sottosuolo che determina repentini aumenti della quota idrometrica. È il motivo per cui talvolta gli speleologi restano intrappolati nel sottosuolo; a volte è sufficiente infatti un acquazzone per allagare rapidamente le condotte, prima percorribili.

A seconda della profondità alla quale le grotte si sviluppano, si distinguono cavità vadose, epifreatiche o freatiche. Quelle vadose, che si incontrano nella zona di percolazione, appartengono per lo più a sistemi relitti, non più attivi. Le cavità epifreatiche, collocandosi nella zona di fluttuazione, sono episodicamente inondate, mentre le grotte freatiche sono permanentemente allagate.

All'interno delle condotte in zona freatica l'acqua scorre in pressione, dando vita ai cosiddetti tubi freatici (o gallerie singenetiche). Poiché l'acqua è a contatto della roccia su tutta la sezione della galleria (fondo, pareti e volta), la dissoluzione carsica si attua allo stesso modo su tutta la superficie interna dando vita a condotte a sezione circolare o ellittica. La loro forma, piuttosto regolare, può variare in funzione delle fratture, o del sistema di fratture, lungo le quali la galleria stessa si è formata oltre che dagli eventuali fenomeni di crollo. Il flusso idrico all'interno dei tubi freatici può dare luogo a superfici scolpite da impronte di corrente, dette *scallops*. Si tratta di cavità a forma di coppella asimmetrica, grandi da pochi centimetri fino a un metro, disposte in sciami nei punti dove il moto delle acque è più turbolento.

Quando l'acqua scorre a pelo libero nella galleria, la corrosione si concentra sul fondo. In questo caso la sezione trasversale della condotta cambia e la galleria tende ad approfondirsi alla base, in questo caso si forma la tipica sezione "a buco di serratura". Quando, nel tempo, si assiste anche a una variazione delle portate, l'erosione dà luogo a forme complesse.

## 4.2 I depositi di grotta

All'interno delle grotte si rinvencono diversi tipi di depositi, i più noti dei quali sono le stalattiti, concrezioni carsiche che caratterizzano l'ambiente ipogeo.

Distinguiamo dapprima i depositi di sedimenti trasportati dai corsi d'acqua superficiali e dalle correnti idriche sotterranee che vengono abbandonati negli anfratti più riparati o al fondo delle grotte. Vengono suddivisi a loro volta in alloctoni (provenienti dall'esterno e talvolta anche da aree non carsiche) e autoctoni (formatisi all'interno del reticolo carsico).

Un secondo tipo riguarda i già accennati depositi di crollo.

La terza e più nota tipologia riguarda le concrezioni calcaree, definite dagli specialisti *speleotemi*, che si formano per precipitazione del carbonato di calcio contenuto in soluzione

---

40 Castiglioni (1986) – Geomorfologia. Op. cit.



Figura 33 – Immagine dell’impatto al suolo di una goccia nelle grotte del Caglieron (Fregona). La presenza sulla superficie del terreno dei sassolini ancora cementati nell’arenaria dimostra come l’azione erosiva sia più incisiva nei confronti dei clasti più fini, i primi a essere asportati. [Foto di Simone Busoni]

nelle acque carsiche. Questo processo può attuarsi con meccanismi diversi, per lo più innescati dalla diminuzione della concentrazione di  $\text{CO}_2$  e dalla conseguente incapacità dell’acqua di mantenere i sali in soluzione.

Le concrezioni più comuni sono le stalattiti, le stalagmiti, le colonne, i veli, le croste concrezionali, le colate e le vaschette di grotta.

Come si forma una stalattite? Quando l’acqua di percolazione raggiunge la volta della grotta, fuoriesce dalle fessure goccia a goccia; il contenuto di anidride carbonica nell’acqua è nettamente superiore a quello dell’atmosfera di grotta, perciò si determina un rapido degassamento con conseguente precipitazione dei soluti. Si formano così i cristalli di calcite che lentamente formano una canula che si allunga progressivamente

verso il basso (definita “spaghetto”); a un certo punto, il tubicino calcareo si intasa, occludendosi. L’acqua tende allora a scorrere sulla parete esterna e al degassamento si somma l’effetto dell’evaporazione che concorre alla crescita dei cristalli. Lentamente si formano tanti strati concentrici attorno alla canula, un po’ come accade per i cerchi di accrescimento del tronco di un albero, così la stalattite continua ad allungarsi e a ingrossarsi. Si tratta di processi che possono durare centinaia di migliaia di anni.

E le stalagmiti? La goccia che cade dalla punta della stalattite impatta al suolo disperdendosi in tante minute goccioline. Questo determina una ulteriore evaporazione e conseguente concrezionamento. Si formano così tanti strati concentrici che tendono a impilarsi gli uni sugli altri, assomigliando talvolta a tanti piatti rovesciati sovrapposti, altre volte generando aggregati di concrezioni che ricordano le cime dei broccoli (ed è proprio così che vengono definite dagli speleologi: “a piatti rovesciati” e “a cavolfiore”). La struttura verticale che lentamente si accresce dal basso prende il nome di stalagmite.

Quando il processo si prolunga, le due concrezioni che si sviluppano in senso opposto si saldano e si formano le colonne.

Capita che la goccia, una volta uscita, scivoli lungo la superficie inclinata della volta. La concrezione non sarà concentrata in un punto, ma tenderà a formare le vele (dette anche veli o cortine), dei suggestivi drappaggi di nuova roccia sospesi al soffitto della galleria. Quando l’acqua fuoriesce dalle pareti o scorre sul fondo della grotta si formano colate e croste concrezionali dalle forme varie e fantasiose che ricoprono le superfici sulle quali si formano.

Esistono anche altri tipi di speleotemi, meno frequenti, tra i quali si ricordano le vaschette di grotta o *gour*. Si tratta di piccole dighe carbonatiche disposte in cascata sul fianco della grotta in corrispondenza di un punto di emissione d’acqua. Sono forme molto caratteristiche che, spesso, nelle grotte frequentate da turisti, diventano un elemento di grande attrazione, come nelle cavità delle Grotte del Caglieron, vicino a Fregona.

## 4.3 I paesaggi carsici della provincia di Treviso

Nella provincia di Treviso i fenomeni carsici sono ben rappresentati sia in corrispondenza delle formazioni carbonatiche mesozoiche, sia nei più recenti conglomerati del Montello. I luoghi dove il carsismo superficiale e profondo si trova a essere meglio rappresentato sono il Colle del Montello, l'Altopiano del Cansiglio e il Monte Grappa, pur essendoci manifestazioni minori anche in altri contesti carbonatici della provincia.

I due massicci del Grappa e del Cansiglio presidiano, rispettivamente, il confine nord-occidentale e nord-orientale della provincia, mentre il Montello si affaccia sulla pianura, costituendo l'ultimo rilievo delle colline subalpine. Per motivi legati alla rappresentatività dei processi carsici in ambito provinciale saranno descritti il Pian del Cansiglio e il Colle del Montello. Il primo costituisce un esempio scolastico di piano carsico ed è interessato da campi di doline, da valli fluviocarsiche e da valli secche. Il secondo è un enorme campo di doline, a est aggregate in *wala*<sup>41</sup>, solcato da alcune valli secche che discendono dai versanti e circondato da sorgenti. Entrambi sono interessati da un carsismo ipogeo particolarmente sviluppato.

## 4.4 I geositi carsici

### 4.4.1 L'altopiano del Cansiglio

Tipologia	Piano carsico (polje)
Ubicazione	Altopiano del Cansiglio (province di Treviso, Pordenone e Belluno)
Estensione	Circa 3800 ha in provincia di Treviso
Altitudine	Circa 1004 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezioni 064090, 064100, 064130, 064140, 085010 e 085020
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Sezione 063120 - Nevegal, sezione 064090 - Fadalto, sezione 064130 - Fregona-Mezzavilla, sezione 064140 Coltura e sezione 085010 - Cappella Maggiore, sezione 085020 - Sacile ovest

L'Altopiano del Cansiglio, posto al confine tra le Prealpi Venete e quelle Carniche, al passaggio tra Veneto e Friuli-Venezia Giulia, costituisce un tipico esempio di *polje*, benché le sue dimensioni siano alquanto ridotte. Seppure solo il suo settore sudoccidentale ricada nel territorio provinciale di Treviso (l'altopiano è suddiviso tra le province di Belluno, Treviso e Pordenone), esso viene considerato a tutti gli effetti un geosito provinciale.

41 Esteso bacino formatosi in seguito alla distruzione delle pareti di separazione tra grandi doline ravvicinate.

Il piano è costituito da un'ampia conca centrale circondata da rilievi, di forma romboidale, allungata in senso nordest-sudovest. L'altopiano, che presenta un carsismo assai sviluppato, forma una sorta di grande bastione proteso verso la pianura veneto-friulana. A oriente il rilievo si congiunge col più elevato Massiccio del Monte Cavallo, mentre a nord si affaccia sulla conca dell'Alpago. A occidente il profondo solco della Val Lapisina, occupato da una catena di laghi a partire da quello di Santa Croce, ne interrompe la continuità; qui il versante si presenta più ripido, in alcuni tratti subverticale, anche a causa della presenza delle nicchie di distacco delle grandi frane che da questo versante ebbero origine, alcune delle quali, molto più limitate, minacciano ancora oggi il fondovalle. Il fianco risulta interessato da una fitta rete di drenaggio effimero.

Il fondo del polje, relativamente pianeggiante, è contraddistinto da un'altitudine media di circa 1000 metri. Le dorsali periferiche raggiungono una quota compresa tra i 1300 m e i 1500 m circa, con quote maggiormente elevate a ovest e a sudovest dove si ergono i monti Millifret (1577 m) e Pizzoc (1565 m). A est e a sudest le altezze sono mediamente inferiori, oscillando intorno ai 1350-1400 m, con la massima quota in corrispondenza del Monte Croseraz (1694 m).

L'accesso al piano avviene attraverso i due varchi contrapposti che si aprono sulle dorsali periferiche, Campon a nord e Crosetta a sud.

A esclusione del settore più occidentale, contraddistinto da rocce calcareo-marnose meno carsificabili, conca e rilievi sono interessati da numerosissime doline e da altre forme complesse che immettono in un reticolo ipogeo, fitto e ramificato, che comprende circa 250 cavità note. Via via che verso oriente aumentano gli affioramenti calcarei, si accresce di conseguenza anche il numero delle doline che spesso sono di grande diametro e talora coalescenti, specialmente in corrispondenza del Monte Cavril-Coll'Alto.

Il bacino è in realtà composito, ospitando sia la grande depressione del Pian del Cansiglio e sia le altre due conche più importanti, due valli cieche, che si aprono a nordest, i Piani di Valmenera e Cornesegea.

Secondo Castiglioni<sup>42</sup> le superfici suborizzontali, che a quote diverse si rinvergono a nord e a est, corrispondono a lembi residuali di antiche superfici di spianamento. Si tratta, cioè, del risultato di fasi di erosione particolarmente accentuate, di età pliocenica, che hanno determinato la demolizione dei rilievi e la formazione di superfici orizzontali piuttosto regolari. Esse si trovano a circa 1700 m e 1400 m di quota, sul lato del Monte Cavallo, mentre una terza superficie si sviluppa a 1100 m sull'altopiano Baldassarre, sul quale si aprono, tra l'altro, le cavità più grandi.

Non mancano le incisioni vallive, che tuttavia non ospitano corsi d'acqua permanenti, ma sono percorse saltuariamente da torrenti effimeri. Queste sono concentrate sui fianchi occidentali dove affiorano rocce marnose impermeabili. Il solco più importante è il Vallone Vallorch, che dal Monte Pizzoc scende fino al Pian del Cansiglio. Talora i torrenti generano piccoli coni di deiezione che fanno da raccordo tra i versanti e la piana.

Altrove, dove il carsismo superficiale è maggiormente sviluppato, le acque di pioggia o di ruscellamento nivale primaverile si infiltrano nel sottosuolo attraverso le fratture e gli inghiottitoi che si aprono al fondo delle doline.

I polje sono quasi sempre originati dal particolare assetto tettonico locale e il Pian del Cansiglio non fa eccezione. Si sviluppano su quest'area, infatti, una serie di pieghe con asse in direzione generalmente sudovest-nordest, più o meno asimmetriche, con uno dei fianchi

42 Castiglioni G.B. (1960) – Bosco del Cansiglio, op. cit.

spesso fagliato. Il Pian del Cansiglio corrisponde proprio a una di tali pieghe, piuttosto ampia e aperta.

Come detto, l'idrografia superficiale è ridotta al minimo, essendo a sviluppo prevalentemente sotterraneo. Seppure non siano stati ancora individuati nel dettaglio i percorsi dei circuiti ipogei, è stato riconosciuto che il deflusso sotterraneo converge verso le sorgenti carsiche ai piedi del Massiccio Cansiglio-Cavallo, sul fianco sud-orientale che dà sulla pianura pordegonese, dove nasce il Fiume Livenza. Quest'ultimo è alimentato da tre sorgenti principali, oltre ad altre piccole risorgenze: il Gorgazzo, a cui spetterebbe un bacino di ricarica di 170 km<sup>2</sup>, la Santissima, di 500 km<sup>2</sup> e il Molinetto di 230 km<sup>2</sup>, tutte e tre con portata media dai 5 ai 10 m<sup>3</sup> al secondo e la cui origine è con ogni probabilità connessa al sistema di faglie della Linea del Cansiglio, appartenenti al sistema tettonico (tecnicamente un "sovrascorrimento" o "*thrust*"), a basso angolo, responsabile del sollevamento della fascia prealpina.

La zona sud-orientale e, con maggior evidenza, il Pian del Cansiglio, sono interessati da forme carsiche più o meno rilevanti, costituite da doline, pozzi, grotte e inghiottitoi di cui i più noti sono il Bus de la Lum (185 m di profondità), il Bus della Genziana (582 m di profondità e oltre 6 km di sviluppo), oggetto di frequenti esplorazioni e studi da parte di vari gruppi speleologici, e l'Abisso del Col della Rizza, la cavità più profonda di tutto il gruppo montuoso con 800 m di profondità a partire dalla quota di 1100 metri.

Per fornire un quadro unitario sono di seguito descritte le grotte più importanti, benché alcune di esse si aprano in provincia di Pordenone.

Il **Bus de la Lum** ("Buco della luce" nel dialetto locale) è l'abisso più noto di tutto il Cansiglio; si apre con un ampio inghiottitoio, particolarmente suggestivo, e continua verso il basso con due pozzi che alla profondità di 64 m si riuniscono; prosegue poi verticalmente in un unico pozzo fino alla profondità di 185 m. A questa quota la cavità è ostruita da ghiaccio, detriti e tronchi (oltre che da rifiuti, in parte portati in superficie durante precedenti esplorazioni della cavità).

Il secondo inghiottitoio, scoperto ed esplorato nel 1981, è il Pozzo dei Bellunesi, a sua



Figura 34 – Panoramica del Pian del Cansiglio ripresa dalla Casera "Le Rotte" (Fregona). L'immagine evidenzia come la piana, piuttosto che ergersi, sia in realtà circondata da rilievi a coronarne il perimetro. [Foto di Simone Busoni]

volta costituito da una rete di pozzi in collegamento. L'attuale denominazione della cavità è più correttamente "Bus de la Lum - Pozzo dei Bellunesi".

Il sito è stato dichiarato monumento nazionale su proposta del Commissariato Generale per le Onoranze ai Caduti. Sul ciglio dell'imboccatura un'alta croce e una targa, che riporta la scritta "1943-1945 ai Caduti senza nome", ricorda le vittime attribuite ai partigiani i cui resti furono recuperati nel dopoguerra. Il loro numero è ancora oggetto di controversia. Si trova in provincia di Pordenone.

**Il Bus della Genziana** si trova 50 m circa prima del bivio per Vallorch, scendendo lungo la strada da Crosetta verso il Pian del Consiglio, sul ciglio sinistro della strada. L'imbocco di questa cavità si è aperto improvvisamente nel marzo 1966 durante i lavori di ampliamento della careggiata stradale, a causa di un piccolo crollo interno, che ha messo in luce, attraverso una fessura originariamente lunga un metro e larga meno di un metro, un pozzo che continua fino alla prima sala detta del Centenario. Si apre inizialmente nella Scaglia e si sviluppa



Figura 35 – Immagine del Pian del Consiglio in cui sono evidenti le ondulazioni del terreno, causate dalla presenza di doline, alcune delle quali utilizzate anche come lame d'acqua per abbeverare il bestiame. [Foto di Simone Busoni]



quasi interamente nei calcari della Formazione del Cellina fino a 582 m di profondità.

La grotta è costituita da un complesso reticolo di gallerie, pozzi e sale, talora con numerosi speleotemi, con uno sviluppo esplorato di 8 chilometri. La temperatura interna si mantiene costantemente tra i 5° e i 7° centigradi.

La cavità è sede dal 2007 di una stazione della rete clinometrica dell'Italia nord-orientale la cui finalità è quella di controllare le deformazioni crostali generate da fenomeni geologici. Nel 1987 è stata inoltre dichiarata Riserva Naturale Ipogea.

L' **Abisso di Col della Rizza** è accessibile dal fondo di una dolina dalle pareti piuttosto ripide, che si apre in prossimità del colle omonimo, in provincia di Pordenone. L'ingresso ha un diametro di qualche metro, per poi allargarsi fino a 60 m di profondità dove raggiunge le dimensioni massime. A 80 m dalle superficie si raggiunge un'ampia caverna dal fondo pianeggiante lunga 70 m.

L' **Abisso X** è una cavità che si apre in località Le Code, a circa 350 m dal Bus de la

Lum. È profondo 125 m, lungo 27 m ed è costituito da tre pozzi impostati lungo una frattura. Il primo pozzo è profondo 64 m; attraverso una strettoia che si trova alla sua base si passa nel secondo pozzo, che in realtà è una fessura strettissima, ma molto lunga e alta, profondo 31 m, leggermente spostato verso nordovest. Sul fondo, una piccola strettoia immette nel terzo pozzo sviluppatosi grosso modo sotto la verticale del primo.

La **Grotta dei Burangoli** è raggiungibile percorrendo il sentiero che dalla fontana di Pian Rosada conduce a Col Piaion. L'accesso è costituito da una coppia di varchi semicircolari che evolvono in due pozzi comunicanti con un grande salone e altre cavità. La grotta è profonda 60 m e si sviluppa per 45 m in pianta. Una delle sue caratteristiche più peculiari è la presenza di accumuli di ghiaccio permanenti al suo interno.

Ai primordi dell'esplorazione speleologica, il **Bus del Pal**, che si trova di fronte all'albergo "San Marco", fu una delle prime cavità ispezionate in Pian del Cansiglio. La grotta giunge alla profondità di circa 30 metri con uno sviluppo planimetrico di circa 100. Le esplorazioni più recenti hanno individuato due nuovi percorsi denominati "Ramo Nuovo" e "Ramo Toffolon".

Il Pian del Cansiglio possiede anche



Figura 36 – Apertura del Bus de la Lum (Caneva, PN). [Foto di Simone Busoni]

peculiarità di tipo faunistico, floristico e climatico. Sotto quest'ultimo profilo, la conformazione a conca chiusa dà luogo al fenomeno dell'inversione termica che genera una differenziazione altimetrica rovesciata della vegetazione, con i boschi di conifere situati a quote più basse rispetto alle latifoglie.

La faggeta del Cansiglio rivestì un ruolo di vitale importanza per l'economia e la cantieristica navale di Venezia per la fabbricazione dei remi e la fornitura di legname da opera e di carbone. Dal '500 la faggeta (il "bosco da remi") fu oggetto di attenta protezione da parte della Serenissima.

Oggi il Cansiglio è noto anche per la ricchezza e varietà della fauna, che di recente comprende anche il lupo.

Dal punto di vista della tutela, l'altopiano del Cansiglio ospita aree naturalistiche e riserve naturali di grande interesse scientifico. L'area è Sito di Interesse Comunitario (SIC) secondo la Direttiva 92/43/CEE "Habitat" e Zona di Protezione Speciale (ZPS) secondo la Direttiva 79/409/CEE "Uccelli", pertanto è stata inserita nella Rete dei Siti Natura 2000 con l'identificativo IT3230077 - Foresta del Cansiglio.

La Foresta Demaniale Regionale del Cansiglio fa parte del Demanio della Regione Veneto ed è gestita da Veneto Agricoltura; all'interno di quest'area sono comprese, tra le altre, anche la Riserva Naturale Integrale Piaie Longhe-Millifret e la Riserva Naturale Orientata Pian di Landro-Baldassare.



Figura 37 – Piano del Cansiglio. Particolare dell'Atlante internazionale dei fenomeni carsici. Foglio 2 – Bosco del Cansiglio, Prealpi Venete (Castiglioni, 1960).

## Il Cansiglio e il Bus de la Lum

Forse l'immagine del Cansiglio è legata ancora alla sua vocazione silvo-pastorale, grazie al pregiato bosco di faggi e abeti di cui la Serenissima aveva assoluta necessità. La posizione per forza isolata dai dislivelli con le zone più densamente abitate, l'intensa carsificazione della superficie - a campi solcati, doline e pozzi - ne hanno probabilmente accentuato la vocazione al timore e al fantastico. Il Bus della Lum è uno dei luoghi che principalmente hanno acceso la fantasia e la razionalizzazione del *timor loci* attraverso il mito e il racconto fantastico: luogo di fuochi fatui e di streghe; non ultimo, sito di fatti tragici dell'ultima guerra mondiale. Negli anni '50 Guido Piovene, annotando gli aspetti più inquietanti del trevigiano scrive:

“ «Un medico [...] mi parla a tavola di alcune usanze che sopravvivono nei pressi di Conegliano, di Vittorio, nel Bosco di Cansiglio. Si crede anche qui nelle streghe non meno che in Abruzzo» ”

Piovene G. (1993) – Viaggio in Italia. Baldini & Castoldi, Milano, 2ª ed.



Figura 38 – Il Cansiglio e il Monte Pizzoc da Vittorio Veneto, a metà degli anni '30: l'altopiano sembra ergersi come fondale di palcoscenico che non lascia scampo. [FAST, Treviso. Fondo Giulio Marino, MAR 87]

Aspetti del Cansiglio che durano e perdurano, nonostante la rivalutazione naturalistica e l'interesse scientifico crescente che concentra attenzioni di enti forestali, associazioni naturalistiche, gruppi speleologici. Andrea Zanzotto, in un suo singolarissimo poemetto, evoca - accanto a documentati casi di bambini o ragazzi trovati in stato ferino, perché allevati e cresciuti tra animali di foresta - due *pueri ferì* immaginari, non a caso ubicabili su due estremi opposti del suo orizzonte fisico:

“ *Il bimbo-lupo di Wetteravia*  
*il 1° bimbo-orso di Lituania*  
[...]  
*Il bimbo-lampo del Cansiglio*  
*la bimba pioggia della Laguna* ”

Zanzotto A. (1990) – Gli sguardi i fatti e senhal. Mondadori, Milano.

In questo bimbo-lampo sembra ancora evocarsi la “lum” dei fuochi fatui e di certo una selvaggia immanenza, quasi unica dimensione possibile in un luogo di profonde suggestioni e la velocità delle presenze diafane e spirituali - lampi visivi o sonori o anche tattili e olfattivi propri di uno spazio attraente e inquietante, minaccioso e seducente allo stesso tempo.



Figura 39 – Pian del Cansiglio innevato, anni '60. Si colga anche il fenomeno dell'inversione termica con le conifere (più scure nella foto) più basse delle latifoglie (più chiare e senza foglie). [FAST, Treviso, Fondo G. Mazzotti, M 5748]

#### 4.4.2 Il Montello

Tipologia	Dorsale brachianticlinale (morfostruttura)
Ubicazione	Fascia subalpina
Estensione	Circa 6855 ha
Altitudine	Altezza media: 208 m s.l.m. (max 369 m s.l.m., Collesel Val dell'Acqua)
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezioni 084100, 084110, 084130, 084140, 084150, 105010 e 105020
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Sezione 084100 - Sernaglia della Battaglia, sezione 084110 - Barbisano, sezione 084130 - Crocetta del Montello, sezione 105010 Montebelluna, sezione 084140 - Santa Maria della Battaglia, sezione 105020 Volpago del Montello, sezione 084150 - Nervesa della Battaglia, sezione 105030 Arcade

Il Colle del Montello è una modesta dorsale che si staglia sull'alta pianura trevigiana, ultimo avamposto delle colline subalpine, particolarmente amato e frequentato da trevigiani e veneziani. Il suo profilo, che ricorda quello del dorso di un cetaceo, è da sempre un caratteristico e riconoscibile elemento del paesaggio locale. A ben guardare, la forma della superficie sommitale non è regolare, ma si chiude in una sorta di cupola a oriente, mentre a occidente digrada verso la pianura attraverso una sequenza di terrazzi e scarpate.

L'elevazione dell'altopiano è modesta (la quota media è pari a 208 m s.l.m.) elevandosi sulla pianura per poco più di cento metri. Le pendenze dei versanti aumentano ai margini, soprattutto a est e a nord, dove il perimetro del rilievo è gradinato da scarpate di erosione fluviale, alcune tuttora attive. La sommità (369 m s.l.m.) corrisponde al Collesel Val dell'Acqua nei pressi di Santa Maria della Vittoria. Il colle è lungo 13 km, largo 5 km e occupa un'area di circa 60 km<sup>2</sup>; in pianta assume una forma ellissoidale.

A nordest, esso si collega alle colline di Conegliano, dalle quali è separato dall'incisione di Nervesa della Battaglia, nella quale scorre il Fiume Piave, mentre a ovest prosegue nella collina di Montebelluna, benché i due rilievi siano divisi dall'ampio solco di Biadene, una larga forra incisa da un antico Piave durante il Pleistocene. Sul lato meridionale si raccorda alla pianura attraverso depositi colluviali<sup>43</sup>, prevalentemente argillosi, mentre sul lato opposto, a nord, si forma una scarpata in roccia, lambita dall'attuale corso del Piave che ne circonda il lobo nord-orientale. L'intero rilievo contribuisce a delimitare un ampio bacino interno, noto come Quartier del Piave, a sua volta racchiuso a nord dalle colline subalpine, caratterizzate dalle forme a *hobgack*<sup>44</sup> con le loro lunghe creste parallele.

43 Deposito costituito da sedimenti granulometricamente eterogenei depositi ai piedi di un versante per processi di dilavamento, ruscellamento diffuso o per lenti e continui movimenti gravitativi.

44 Rilievo formato da una superficie inclinata parallelamente all'immersione degli strati e da una seconda superficie, inclinata in direzione opposta e intersecante i piani di stratificazione. La cresta si forma in corrispondenza degli strati relativamente più duri (Capitolo 3).

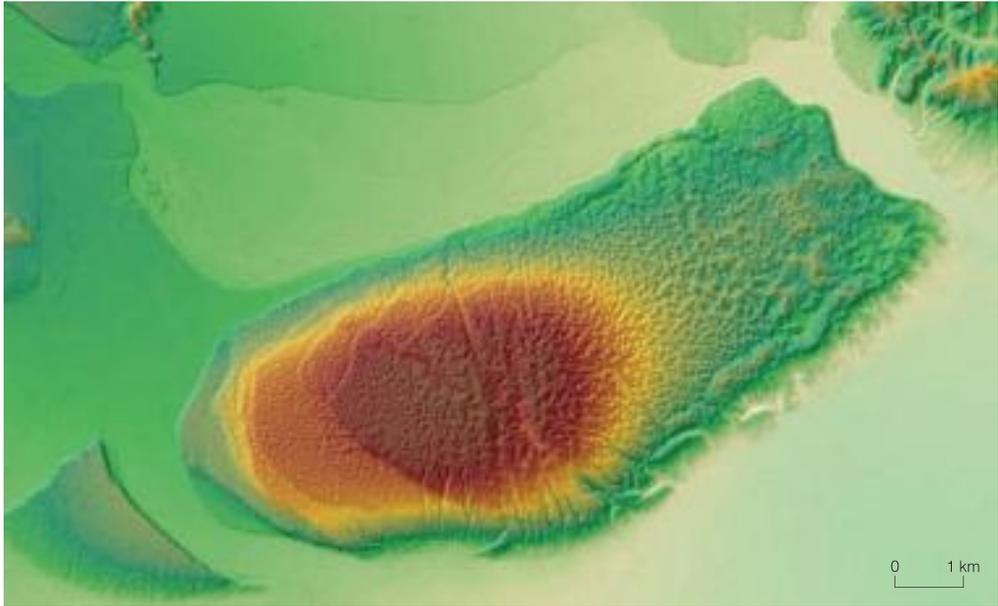


Figura 40 – Il modello digitale del colle del Montello mette in evidenza la forma a cupola e la serie dei terrazzi che si affacciano sul solco di Biadene. L'aspetto butterato è dato dalla presenza di una fittissima serie di doline che ne contraddistinguono la superficie. Le tracce di incisioni lineari, più evidenti sui fianchi, costituiscono le valli fluviocarsiche. [Lidar OGS-TV 2007, elaborazione di Chiara Levorato]



Figura 41 – Immagini di due doline sul Montello (Volpago del Montello). [Foto di Simone Busoni]

Degne di nota sono le oltre duemila doline, che fanno del Montello uno straordinario esempio di paesaggio carsico, e le numerose cavità che lo attraversano.

### Lineamenti geologici e tettonici

Dal punto di vista litologico il Montello è formato prevalentemente da banchi di conglomerato calcareo, alquanto tenace, di età Messiniana (Miocene superiore) che si alternano a meno frequenti strati di argilla e arenaria. Si tratta di ciottoli e ghiaia, di origine fluviale, aggregati da un cemento carbonatico, così che la roccia diviene una sorta di calcestruzzo naturale. Questa formazione prende il nome di Conglomerato del Montello. Dal punto di vista geologico fa parte della cosiddetta “Molassa” miocenica delle Alpi Meridionali, un complesso sistema sedimentario, prima di origine marina e poi continentale, accumulatosi nel bacino prospiciente la catena alpina e alimentato prevalentemente dallo smantellamento erosivo dei rilievi in via di sollevamento. Gli spessori di questi sedimenti sono massimi a ridosso della catena alpina, raggiungendo i 4 km nel bacino bellunese<sup>45</sup>.

I ciottoli e gli elementi di ghiaia sono composti prevalentemente (oltre l'80%) da calcari e dolomie mesozoici e, in piccola parte, da arenarie e filladi del basamento metamorfico. Il Colle del Montello rappresenta l'emersione più meridionale e recente di questa unità conglomeratica.

Gli strati presentano una discreta omogeneità litologica, pur presentandosi spesso irregolari e indistinti. In genere sono debolmente incurvati, con la convessità rivolta verso l'alto, seguendo l'andamento di una blanda piega anticlinale con asse orientato est-nordest/ovest-sudovest. Essi sono inclinati di circa 10° verso sud nel settore meridionale e di circa 10° verso nord in quello settentrionale; la presenza di una superficie orizzontale in corrispondenza della sommità dell'altopiano rende possibile l'affioramento degli strati che costituiscono i fianchi della piega.

Si tratta in realtà di una piega “brachianticlinale”, cioè di una struttura in cui la lunghezza, misurata lungo l'asse della piega stessa, è molto maggiore (circa il doppio) della dimensione trasversale, formando una sorta di calotta di forma ellissoidica.

Più precisamente, come evidenziato nelle sezioni sismiche, il Montello corrisponde al dorso di una struttura detta a “pop-up”<sup>46</sup>, ossia a una sorta di cuneo, delimitato sia sul lato nordoccidentale che su quello sudorientale da faglie convergenti verso il sottosuolo, che viene progressivamente espulso verso l'alto dalle spinte tettoniche. Le faglie in questione sono la faglia del Montello, a sud, e le corrispondenti e contrapposte faglie a nord (quelle che con termine tecnico vengono definite “antitetiche coniugate”)

La faglia del Montello, che costituisce l'estensione occidentale dell'altrettanto nota faglia di Aviano<sup>47</sup>, è una faglia inversa immergente a nord-nordovest, tra le più esterne della catena sudalpina orientale; si ritiene che sia una faglia “cieca” poiché mancano evidenze certe che essa raggiunga la superficie, arrestandosi verso l'alto nei depositi alluvionali quaternari della pianura<sup>48</sup>.

---

45 Massari F., Grandesso P., Stefani C., Jobstraibizer P.G. (1986) – A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to recent, Southern Alps, Italy). In: Allen P.A. & Homewood P. (eds), *Foreland Basins*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 8, 141-168.

46 Zampieri D. (2005) – Elementi di geologia. In: Montello, 3KCL Karstic Cultural Landscape, Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, 21-25.

47 Massari et al. (1986) – A small polyhistory foreland basin..., op. cit.

48 Zampieri D., Ferrarese F., Sauro U. (2005) – Aspetti delle speleogenesi del Montello. In: Montello, 3KCL Karstic Cultural Landscape, Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, 39-42.

Il generale assetto tettonico è frutto delle forze compressive che agiscono perpendicolarmente all'asse di allungamento della struttura, provocando l'inarcamento dei conglomerati. Il Montello, infatti, risente dei movimenti tettonici, tuttora attivi, che sono all'origine dell'orogenesi alpina, che portò al sollevamento delle Alpi, di cui il Colle costituisce la terminazione più meridionale.

A ben vedere, il Montello costituisce l'esito di due fenomeni distinti che hanno agito simultaneamente: quelli di tipo endogeno, i quali hanno spinto le masse rocciose verso l'alto, e quelli di tipo esogeno, che nel tempo, attraverso l'erosione, ne hanno modellato la forma. Tra questi ultimi, risultano prevalenti l'erosione fluviale, che ha originato una serie di terrazzi e di strette e ripide vallecicole, e il carsismo, che ha dato vita a varie generazioni di doline e a un articolato sistema di cavità ipogee.

### Geomorfologia

I due processi dominanti che contraddistinguono il Colle del Montello, carsismo ed erosione fluviale, hanno marcatamente modellato il rilievo, con la formazione di innumerevoli doline, di brevi e poco profonde valli fluvio-carsiche, che ne solcano i versanti, di forme di dissoluzione ipogea, di estese superfici di spianamento e di scarpate di erosione appartenenti a ben sette terrazzi fluviali.

**Carsismo.** Il fenomeno della corrosione carsica è profondo e pressoché ubiquitario. Di fatto, tutte le superfici suborizzontali sono occupate da doline, il cui sviluppo è condizionato dalla morfologia e dall'età di esposizione delle rocce; dove le pendenze sono maggiori si sviluppano vallette fluvio-carsiche che frequentemente sembrano essersi impostate su fratture e, in generale, appaiono condizionate dalla presenza di doline allineate in serie.

È stata verificata una stretta correlazione tra l'età dei terrazzi occidentali, dove i più elevati sono anche i più antichi, e il grado di crescita delle doline: esse sono mediamente più grandi e profonde sui terrazzi più alti (e più vecchi) e più piccole su quelli sottostanti (più giovani). Nel settore più orientale ed elevato del Colle affiorano numerose doline complesse, cioè doline coalescenti che, accrescendosi, si sono fuse, dando vita a forme irregolari; al contrario, nella parte occidentale del colle, le doline si presentano per lo più con forme a piatto e a scodella e sono di profondità limitata.

Ampiezze e profondità delle doline suggeriscono che le superfici centro-orientali siano state esposte per prime durante la fase di progressivo sollevamento e inarcamento della dorsale, mentre solo in seguito sarebbero emersi i terrazzi occidentali e quello settentrionale. Questa ricostruzione spiega anche perché il carsismo ipogeo del settore occidentale sia più sviluppato che altrove.

Oltre alle doline, sono ben rappresentate altre forme carsiche come le *wala* (che Toniolo nel 1907 definì "doline multiple"<sup>49</sup>), le valli cieche e le valli chiuse.

**Morfologia fluviale ed evoluzione del rilievo.** Il fenomeno carsico ha impedito la formazione di un vero e proprio reticolo idrografico superficiale, mentre è particolarmente sviluppata una circolazione sotterranea, che avviene in parte lungo cavità di origine carsica e in parte seguendo la porosità e la fratturazione minuta della roccia. Solo in caso di precipitazioni più abbondanti, si attiva uno scorrimento superficiale nelle varie aste torrentizie rappresentate da impluvi embrionali, solchi di erosione e valli secche, maggiormente diffuse sul versante meridionale.

49 Toniolo A.R. (1907) – Il Colle del Montello. Rivista Geografica Italiana, Memorie Geografiche, 1, 257-393.

Una ulteriore, importante conferma del movimento di sollevamento e inarcamento dell'anticlinale deriva dall'osservazione del sistema di terrazzi fluviali. L'innalzamento del Montello ha infatti portato il Piave a mutare il proprio percorso, deviando progressivamente verso ovest, generando in tal modo dei solchi di erosione in roccia dei quali si è conservato il fianco sinistro, che forma la scarpata e il relativo terrazzo. Il processo non è stato graduale: fasi di ripresa dell'erosione si sono alternate ad altre di relativa stasi.

**Tra Storia e Natura.** È di particolare interesse, per la sua importanza storica e naturalistica, il Bosco del Montello. Il bosco, oggi profondamente trasformato e parcellizzato in tante proprietà private, costituiva sin dalla fine del XIV secolo una risorsa strategica per l'industria navale della Serenissima. I roveri che crescevano sulle sue pendici erano infatti impiegati all'Arsenale di Venezia per la costruzione delle navi e, per questo motivo, il bosco era tutelato attraverso rigide norme che prevedevano anche la pena di morte in caso di loro violazione. Dopo la caduta di Venezia il bosco fu sottoposto a un taglio indiscriminato, anche per effetto di leggi che ne favorivano lo sfruttamento, alterandone radicalmente l'equilibrio.

Durante la Prima Guerra Mondiale, a seguito della ritirata di Caporetto, il fronte fu arretrato sul Piave, così che il Colle si ritrovò in "prima linea". La vegetazione di alto fusto si ridusse ulteriormente per effetto dei bombardamenti e dei disboscamenti necessari per mantenere sgombre le linee di tiro dei difensori, i quali avevano realizzato sul Montello una fitta rete di trincee, e dove nel giugno del 1918 gli Austro-ungarici condussero un attacco che li portò a occupare temporaneamente parte del rilievo.

Del secolare sfruttamento forestale, obliterato dalla lottizzazione di fine Ottocento, rimane testimonianza nelle "prese", lunghe fasce di bosco parallele, percorse ancora oggi da 21 strade di accesso (le "strade di presa") che tagliano il colle in senso meridiano per tutta la sua larghezza.

Oggi il bosco ha ripreso buona parte della superficie del Colle (poco più del 60%), ma la specie più diffusa è la robinia (*Robinia pseudoacacia*), una pianta infestante di origine americana che ne ha ridotto il valore naturalistico.

Il Montello è censito dal 2004 come sito di importanza comunitaria, SIC IT3240004 "Montello: Dorsale isolata costituita da conglomerati calcarei miocenici fortemente carsificati, occupata da relitti di formazioni forestali naturali collinari termofile, con elementi sia pianiziali che propri di situazioni più fresche". La sua importanza è riconosciuta per gli aspetti geomorfologici (fenomeno carsico superficiale e profondo: Busa di Castel Sotterra, la più grande cavità italiana in conglomerato, il Forame e il Tavarano Longo), paesaggistici, naturalistici, floristico-vegetazionali e faunistici.

## Grotte del Montello

Alcune delle più lunghe grotte al mondo in conglomerato si sviluppano nel Montello. Tra queste, in particolare, la Busa di Castel Sotterra con i suoi 7027 m di sviluppo e il Bus del Fun, che conta 3367 m di estensione sotterranea.

Da più di cinquant'anni le sue grotte sono esplorate da vari gruppi speleologici veneti<sup>50</sup>. Nella sola Regione del Veneto, anche grazie alla spinta della Federazione Speleologica Veneta,

---

50 Tra questi ricordiamo il Gruppo Naturalistico Montelliano-GNM, il Gruppo Grotte Treviso-GGTv, il Gruppo Speleologico San Marco-GSSM, CAI Mestre, ora estinto, Equipe Veneziana Ricerche-EVR, Gruppo Grotte Giavera-GGG (non più attivo) e altri ancora.

sono oltre settemila le cavità catalogate nel Catasto delle Grotte del Veneto. Nel Montello, in particolare, sono state esplorate e rilevate più di 90 grotte.

Lo sviluppo delle forme carsiche, sia superficiali che profonde, è particolarmente pronunciato in corrispondenza dell'altopiano nord-orientale, a causa della sua precoce emersione. È probabile, inoltre, che la morfologia più piatta dell'estremità orientale del Montello abbia favorito l'infiltrazione nel sottosuolo delle acque di pioggia, accentuando conseguentemente lo sviluppo del reticolo ipogeo. Solo in questo settore sono presenti ben 65 grotte, tra le quali il Bus del Fun, il Bo' de Pavei, il Tavarano Grande, il Tavarano Longo e il Bus de le Fratte, tutte cavità di notevole estensione.

Il complesso di grotte che caratterizza la parte occidentale del Montello è, al contrario, più ridotto. Qui, la presenza di fianchi ripidi, dove lo scorrimento superficiale è facilitato dalle numerose valli fluvio-carsiche, riduce la quantità di acqua che si infiltra nel sottosuolo, rallentando l'evoluzione del sistema carsico sotterraneo, il quale, per di più, si è formato in tempi relativamente più recenti rispetto al settore nord-orientale. In effetti, le grotte sono poche e per la maggior parte lunghe solamente qualche decina di metri, fatta eccezione per la Busa di Castel Sotterra, posta al centro del Colle, che da sola supera i 7 km di sviluppo ed è la terza grotta per lunghezza al mondo sviluppata in questo tipo di roccia.

Si riporta di seguito un elenco di grotte, in ordine di importanza sia per lunghezza, superiore ai 100 metri, che per contesto naturalistico nel quale sono inserite, comprensivo di numero catastale e località dell'accesso:

Busa di Castel Sotterra: 1 V TV 0068, loc. Presa 10, quota 266 m, lunghezza oltre 7000 m, dislivello -125 m, rilevata dal Gruppo Grotte Treviso;



Figura 42 – Busa di Castel Sotterra (ramo “inferiori a monte”) in località Giavera del Montello. [© Alberto Ciampalini - Gruppo Speleologico Padovano CAI (2017)]

Bus del Fun: 2 V TV 2383, loc. S. Croce Presa 5, quota 158 m, lunghezza 3367 m, dislivello -50 m, rilevata dal GNM;

Bò de Pavei: 3 V TV 1963 loc. Casa Refrontolotto, quota 150 m, lunghezza 1826 m, dislivello -45 m, rilevata dal GNM;

Bus de Le Fratte: 4 V TV 1277, loc. Presa 3, quota 132 m, lunghezza 1126 m, dislivello -25 m, rilevata dal GNM;

Grotta Grande di Val Boera: 5 V TV 1143, loc. Castelviero, quota 160 m, lunghezza 526 m, dislivello -8 m, rilevata dal GNM;

Tavaran Grando: 6 V TV 0069, loc. S. Croce, quota 100 m, lunghezza 495 m, dislivello +6/-6 m, rilevata dal GNM;

Tavaran Longo: 7 V TV 0077, loc. Presa 7, quota 115 m, lunghezza 392 m, dislivello +3 m, rilevata dal GSSM Ve;

Fontana de Piero Moro: 8 V TV 2408, loc. Case Signorotto, quota 153 m, lunghezza 245 m, dislivello +1 m, rilevata da EVR Ve;

Tavaranetto: 9 V TV 1274, loc. Presa 7, quota 115 m, lunghezza 152 m, dislivello -3 m, rilevata da GSSM Ve;

I Posan: 10 V TV 0073, loc. Presa 1, quota 140 m, lunghezza 149 m, dislivello -21 m, rilevata da GGT Tv;

Bus de Le Fate Superiore: 11 V TV 0076, loc. Latteria Presa 7, quota 140 m, lunghezza 142 m, dislivello -1 m, rilevata da CAI Mestre;

Il Forame: 12 V TV 0075, loc. El Forame, quota 100 m, lunghezza 120 m, dislivello -20 m, rilevata da GGT Tv;



Figura 43 – Busa di Castel Sotterra. Si osservi la colata concrezionale al fondo della grotta. [© Alberto Ciampalini - Gruppo Speleologico Padovano CAI (2017)]

Bus de La Fedà: 13 V TV 1397, loc. Campagnole di Sopra, quota 100 m, lunghezza 116 m, dislivello +4 m, rilevata da GSSM Vè;

Bus de la Pètena: 28 V TV 1563, loc. Campagnole di Sotto, quota 84 m, lunghezza 31 m, dislivello 0 m, rilevata da GGG (non più attivo).

**Le sorgenti.** Le sorgenti si distribuiscono alla periferia del rilievo e drenano in direzione centrifuga i sistemi ipogei del Montello. Lungo il fianco settentrionale l'erosione recente del Piave ha formato una scarpata subverticale che in alcuni punti raggiunge i 30 m. Qui sono presenti numerose sorgenti, alcune delle quali fossili, altre attive. Le principali risorgenze carsiche sono:

- il Casselon, un rio inserito in 81 m di grotta sommersa, che drena tutto il settore sud-orientale interessando le grotte di Val Posan, Fontana Granda di Val Boera e Fontana Piccola di Val Boera;
- il Tavarán Grando, la sorgente più importante, che convoglia le acque dell'altopiano nord-orientale con le grotte collegate di Bus del Fun, Grotta del Tasso, Fontana di Piero Moro e Grotta dei Tedeschi;
- la Sorgente di Casa dei Faveri;
- la Fontana dei Re e la Croda della Spia, probabili sorgenti dei sistemi fossili del Bus del Fun;
- il Bus de la Fedà, interessato in parte dal Tavarán Longo fino ad arrivare al Buoro Vecio, ora poco attivo e al Cadin de le Fade e al Buoro di Ciano.



Figura 44 – Il Tavarán Grando (Nervesa della Battaglia) ripreso dall'interno verso lo sbocco del corso d'acqua. Evidente la natura conglomeratica delle pareti della grotta (Conglomerato del Montello) il cui crollo ha dato origine all'apertura della volta. [Foto di Simone Busoni]

A sud del Montello sfociano alcune grandi sorgenti carsiche quali La Conca, connessa alla sorgente di Busa del Castel Sotterra e il Forame a Giavera del Montello, alimentata dal Bus de le Fratte e dal Bo' de Pavei fino alla Sorgente dell'Abbazia a Nervesa della Battaglia.

Il sistema di sorgenti carsiche, comprese quelle minori, ha rivestito dalla preistoria fino al secolo scorso, un ruolo fondamentale per la nascita e lo sviluppo degli insediamenti umani.

**Il Piave scolpisce il Colle: i terrazzi fluviali.** La porzione più occidentale del lungo pendio che va dal solco di Biadene al punto sommitale del colle (Collesel Val dell'Acqua), subito a nordovest di Santa Maria della Vittoria, è costituita da una gradinata di terrazzi. Si tratta di sette ripiani, collocati a quote medie di: 140-160 m s.l.m. (Broletto), circa 10 m sopra il solco di Biadene; 185-195 m s.l.m. (Prà Grande); 250-260 m s.l.m. (Pascoli Bassi); 270-290 m s.l.m. (Pascoli Alti); 320-330 m s.l.m. (Coronali) e 340-360 m s.l.m. (Bosco Alto).

Non tutti i terrazzi sono facilmente riconoscibili, così come non tutte le scarpate spiccano in altezza. Sono più evidenti i ripiani inferiori più recenti, perché hanno subito una minor degradazione da parte degli agenti esogeni.

L'origine dei terrazzi e delle relative scarpate è legata all'azione erosiva del paleo-Piave prima della sua migrazione verso est e in concomitanza col progressivo sollevamento tettonico del Colle. A riprova della diversa età di formazione, si osserva come i fenomeni carsici siano progressivamente più avanzati sui ripiani più elevati e più antichi. Inoltre, è degno di attenzione il fatto che i singoli terrazzi mostrino un grado di inarcamento che aumenta con l'età degli stessi. Questo prova anche che le spinte tettoniche che hanno portato al sollevamento del Montello sono continuate fino a oggi.



Figura 45 – Alcune grotte del Montello, in particolare quelle a ridosso del Piave, in corrispondenza della linea del fronte durante la Prima Guerra Mondiale, sono state a quel tempo “fortificate” e utilizzate per ospitare soldati e armamenti, come la “Grotta del Bunker” (Nervesa della Battaglia). [Foto di Simone Busoni]

Le superfici dei terrazzi generalmente risultano debolmente inclinate verso ovest, con pendenza limitata e variabile intorno al 2-5%; le scarpate invece sono più acclivi: subverticale la più bassa, mentre le altre hanno pendenze tra il 20 e il 40%.

Le scarpate più elevate sono probabilmente condizionate dall'assetto tettonico e si ritiene si siano impostate in corrispondenza di fratture, piccole faglie o altre zone di debolezza della roccia. Una volta che il solco fluviale è stato abbandonato dal fiume, i terrazzi sono stati interessati dai processi carsici e da fenomeni di erosione superficiale più attivi nei punti a maggiore inclinazione.

### Il solco di Biadene

La valle di Biadene è percorsa dall'importante faglia di Montebelluna, che separa tettonicamente due grandi comparti geologici a est e a ovest.

Il solco rappresenta ciò che resta di una paleovalle del Piave molto antica, di età pleistocenica (la cronologia precisa non è ancora stata stabilita), generata dal progressivo spostamento verso ovest del corso del Piave. La valle di Biadene ospitava il fiume prima che deviasse a oriente nell'attuale solco di Nervesa della Battaglia e oggi è in parte riempita da sedimenti grossolani per spessori di dieci-venti metri. La diversione fu con ogni probabilità una conseguenza del sollevamento del Montello e forse anche della deposizione di ghiaie in corrispondenza dei varchi verso la pianura (quello di Biadene e quello più occidentale di Cornuda).



Figura 46 – Modello digitale del solco di Biadene che separa la Collina di Montebelluna dal fianco occidentale del Montello. Si osservi la serie di terrazzi digradanti verso la paleovalle del Piave. [Lidar OGS-TV 2007]

## Il colle del Montello

**I terrazzi del Montello.** Il Montello, luogo unico e centrale nella Marca trevigiana, è denso di storia, una storia legata al suo secolare bosco di querce e alla morte del medesimo – facendo di esso un mito – quando la politica forestale inaugurata dalla Serenissima cedette il passo alle sperimentazioni del neonato stato italiano con la riforma agraria della legge Bertolini. Luogo tragicamente sacro, consegnato alla retorica del mito della Patria, dove ragazzi e uomini morirono a migliaia nel 1918. È poi luogo di affascinanti questioni speleologiche e geologiche ed è attualmente un grande parco, un ultimo giardino, prima dell’impennata delle Prealpi e delle colline, quasi monoculturali, del prosecco.

La dolcezza della sua morfologia, in contrasto col fondale prealpino, è ben colta da Giovanni Comisso:

“ «Data un’occhiata verso i monti foschi, al di là della bassa curva del Montello, [...]» ”

Comisso G. (1958) – *La mia casa di campagna*. Longanesi, Milano.

La vicenda geologica e geomorfologica del Colle è imprescindibile dal Piave e da altri paleofiumi che ne hanno creato la matrice rocciosa e poi ne hanno modellato la forma emergente. Nella *Ecloga IX*, Zanzotto sembra accennare a questa simbiosi:

“ «[...] fiume sempre in dialogato transitò  
fiume tra poco amazonico,  
ora qui ai seni del Montello  
verso me vieni leggiere convinto, [...]» ”

Zanzotto A. (1962) – *Ecloga IX*. In *IX Ecloghe*. Mondadori, Milano.

**Valle delle Tre Fonti.** “*Specum divi Jeronimi*” così è chiamata da Antonio de Macis - redattore della cronaca della Certosa del Montello - la Valle delle Tre Fonti, dolina di crollo connessa col sistema ipogeo del Bus del Bo’ di Pavei. Il crollo ha messo in luce i fianchi rocciosi di un camino o di una sala ipogea con evidenti morfologie carsiche dei livelli più alti. Su una caverna laterale si trova l’origine del cenobio che diede poi vita alla certosa e alla sua comunità di frati.

Girolamo da Bologna, erudito giureconsulto che elesse Nervesa a sua dimora, così descrive la pace e l’opera del monastero:

“ «Stat nemore in medio Montelli  
nobile phanum  
iam dudum celebri religione  
sacrum»

” «Nel mezzo del bosco Montello  
sta un tempio famoso,  
già da gran tempo, e sacro per  
alma religione»

Girolamo Bogni, *Charthusianorum monachorum quies, Promiscuorum libri*, L. XIX, 60.

In: Le laudi di Nervesa, ora per la prima volta edite su gli autografi e volgarizzate da O. Battistella, di Gerolamo da Bologna. Oreste Battistella (1919) - Bandettini, Firenze.



Figura 47 – Ripresa aerea di Biadene (Montebelluna) negli anni '60. L'abitato, adagiato ai piedi del Colle del Montello, si sviluppa nell'omonimo solco, valle relitta di un antico corso del Piave. Sul colle, invece, le case più rare si alternano alle coltivazioni e alle macchie arboree relegate, quest'ultime, sulle zone più pendenti come scarpate fluviali e doline. Visibili i primi 5 terrazzi del Montello. Sullo sfondo il Piave, i colli di Valdobbiadene e Combai, la dorsale prealpina con le Pianezze e L'Endimione. [FAST, Treviso, Fondo Borlui, BOR 155]

È singolare che dell'edificio certosino, fatto chiudere con decreti napoleonici, non resti traccia più chiara dell'eremo originario: della certosa, infatti, furono saccheggiate le vestigia, tanto che è difficile ricostruirne la planimetria.

Trasformazioni del Montello, cui abbiamo già accennato, e a cui mirabile e angosciata voce dà Andrea Zanzotto, acutissima sentinella del paesaggio trevigiano:

“ [...] «I à pestà-su, squarcià-do,  
brusà  
co manèr e segat,  
po' co mine e canon  
po' co ramade, restèi, capiòt,  
bandon  
(pèdo de 'na queimada brasilèira):  
epur al nostro bosch no 'l la mete  
dó.» [...]

“ [...] «Hanno spaccato, abbattuto,  
bruciato  
Con mannaie e grandi seghe  
Poi con mine e cannoni  
Poi con reti metalliche, cancelli, ca-  
sacce, tramezzi di lamiera  
(peggio che una queimada  
brasileira):  
eppure il nostro bosco non la smet-  
te.» [...]

Zanzotto A. (1986) – E s'ciaio. In: Idioma. Mondadori, Milano.

Estrema e densa sintesi delle vicende del Montello, con uno stupendo verso che avverte un'urgente speranza, o forse solo un desiderio, affidati alla Natura.



Figura 48 – Il solco di Biadene visto dalla cima della scarpata che sale sul rilievo di Capo di Monte. Dal lato opposto l'analoga scarpata di incisione che separa il solco dal secondo terrazzo del Montello. In secondo piano i colli di Cornuda e Asolo, sullo sfondo le pendici del Monte Grappa. Cartolina di inizio anni '20. [Archivio fotostorico Biblioteca Comunale di Montebelluna, F 602]

**Solco di Biadene.** Ultima evidenza – in ordine cronologico – della formazione dei terrazzi, è il solco di Biadene, valle relitta incassata tra il Montello e le sue propaggini occidentali, la collina di Capo di Monte. Il dualismo Montello-Piave, fiume-rilievo ricorre assai di frequente negli autori. Già ne scrive Gerolamo Bologni nel XV secolo ma siamo a Nervesa, nel lato opposto, nel punto in cui le due morfologie, fluviale e collinare, si separano. E poi Nicolò Zotti ne *Il bosco del Montello in oda rusticale espresso* canta la salvifica funzione arginatrice del colle contro le furie del Piave:

“ «[...] e chi fa, come ti,  
arsele a l’acqua? Chi tratten de pì  
la Piave s’i inrabbia? N’ièto ti quello,  
el par de i buschi, el Bosco del  
Montello?»

“ «[...] e chi fa, al par di te,  
argine all’acqua? chi meglio  
trattiene  
la Piave in furia: se non sei tu quello,  
padre dei Boschi, Bosco del  
Montello?»

Zotti N. (1980) – *Il Bosco del Montello in oda rusticale espresso*. A cura di Marisa Milani, versione di Enzo De Mattè. Corbo e Fiore editori, Venezia.

Una suggestiva e lirica descrizione di Biadene nell’immediato dopoguerra, si deve a Roberto Binotto, attento storico delle vicende di Montebelluna:

“ «Chi segue la “Via del Montello” che dall’abitato di Montebelluna conduce a Biadene, deve superare una stretta rocciosa – comunemente chiamata “Boccacavalla” – allo sbocco della quale si affaccia, come uno scenario magnifico e suggestivo, il panorama della vallata biadene aprentesi sulle prealpi bellunesi, ai piedi del Montello, [...]»

Binotto R. (1970) – *Storia di Montebelluna e del suo comprensorio*. Faggionato editore, Montebelluna.

È a tale *vedutismo* che sono ispirate le più vecchie foto di Biadene. Ne riportiamo in Figura 47 e 48.



# Il cuore bianco delle Alpi

## 5.1 I ghiacciai

I grandi ghiacciai pleistocenici, che a più riprese hanno ammantato la catena alpina durante l'ultima era glaciale, sono i responsabili di molta parte del modellamento di valli e rilievi subalpini trevigiani. Può apparire bizzarro associare un elemento caratteristico delle vette più elevate, confinate nel cuore della catena alpina, alla geomorfologia della provincia trevigiana, ma il collegamento è facilmente giustificato dal numero e dall'estensione delle tracce dell'azione glaciale in tanti luoghi della Marca.

Un ghiacciaio è una massa di ghiaccio che si è formata per metamorfismo della neve, dotata di un proprio movimento sotto l'azione della gravità. Il ghiaccio si genera attraverso ripetute fusioni e ricongelamenti dei fiocchi di neve e altri fenomeni fisici di trasformazione, che provocano un aumento progressivo della densità. Il ghiacciaio tende quindi a fluire lentamente verso il basso, adattandosi alla topografia locale, in un susseguirsi di processi di accumulo e di fusione, in una condizione di costante equilibrio col clima locale.

I processi contrapposti che conducono alla contrazione e alla crescita di un ghiacciaio sono regolati dalla forma del substrato roccioso (per esempio un solco vallivo, un circo glaciale, un pendio regolare ecc.) e dall'esposizione al sole; in tal senso, i ghiacciai affacciati sui quadranti settentrionali, o comunque protetti dall'irraggiamento solare dalle pareti e dalle cime a loro più vicine, risultano maggiormente sviluppati o si mantengono più a lungo.

Si tratta tuttavia di un equilibrio sempre instabile e delicato, che si adatta di continuo al mutare delle condizioni climatiche, sia a quelle legate alle oscillazioni stagionali e pluriennali, sia a quelle determinate dalla variazione di quota, a mano a mano che il flusso glaciale si incanala verso valle e le temperature aumentano.

I glaciologi sono studiosi che si occupano di queste tematiche e della valutazione di come un ghiacciaio si modifichi nel tempo; essi ne calcolano le variazioni areali, volumetriche e il bilancio di massa. I glaciologi tengono, per così dire, la "contabilità" delle masse in entrata e di quelle in uscita: si considerano contributi positivi principalmente le nevicate, ma anche le valanghe e la neve soffiata dal vento; tra quelli negativi, la fusione di neve e ghiaccio per irraggiamento solare, la sublimazione eolica, i crolli, i distacchi di iceberg ecc. A fine settembre, quando termina l'"anno idrologico", i ricercatori tirano le somme: elaborano i dati raccolti per quantificare in "equivalente in acqua" le perdite o i guadagni. Se il bilancio

sarà a favore di un accumulo netto, allora il ghiacciaio si sarà accresciuto, altrimenti sarà in recesso.

I fattori che contribuiscono a regolare il volume di un ghiacciaio alle medie latitudini sono soprattutto le nevicate invernali, che generano la quasi totalità degli afflussi; altri contributi possono provenire dal vento, che accumula la neve sulla superficie del ghiacciaio, o dalle valanghe.

Le temperature estive sono responsabili invece della fusione (o, con un termine tecnico, dell'“ablazione”). Questa può essere parzialmente inibita da nevicate estive, che possono proteggere temporaneamente il ghiacciaio, sia perché il bianco della neve riflette con maggior efficacia la radiazione solare<sup>51</sup>, sia perché parte dell'energia termica proveniente dal sole provoca la fusione della neve, risparmiando così il ghiaccio sottostante. Un ruolo non trascurabile rivestono le coperture di detrito che oggi giorno sempre di più ricoprono le fronti glaciali. Se sufficientemente spesse sono in grado di isolare termicamente il ghiacciaio, consentendo la conservazione del ghiaccio in profondità anche per decenni.

I ghiacciai sono una considerevole componente della criosfera, oggi particolarmente a rischio per effetto del riscaldamento climatico globale, e costituiscono sotto molti aspetti una

---

51 È il fenomeno dell'albedo (dal latino *albus*, “bianco”) che indica il potere riflettente di una superficie espresso come entità della radiazione incidente (luce visibile) che viene riflessa in tutte le direzioni. Essa è pari a 1 per un oggetto perfettamente bianco, quando tutta la luce incidente viene riflessa, mentre è 0 per un oggetto perfettamente nero, quando nessuna frazione della luce viene riflessa. L'albedo della neve fresca arriva fino a 0,9.



Figura 49 – Ghiacciaio Malavallo, panorama dal Monte Reale. [Foto di Gianluigi Franchi (28 agosto 2017)]



Figura 50 – Alcuni ricercatori del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA) durante le operazioni di carotaggio del ghiaccio (Hells Gate, Baia Terra Nova, Antartide.) [Foto di Aldino Bondesan]



Figura 51 – Una carota di ghiaccio viene estratta dallo speciale carotiere (Hells Gate, Baia Terranova, Antartide). [Foto di Aldino Bondesan]

risorsa di straordinaria importanza. Essi, infatti, esercitano un innegabile richiamo per la loro valenza paesaggistica, risultando spesso dei formidabili attrattori turistici, specie per gli sport alpini, sia estivi che invernali. Costituiscono inoltre un inestimabile archivio paleoclimatico, conservando al loro interno preziose informazioni sul clima del passato. Lo studio dei campioni di ghiaccio estratti dai ghiacciai (le cosiddette “carote”), in particolare, consente di ricostruire la temperatura, la composizione atmosferica, le precipitazioni e altri aspetti del clima terrestre del passato.

I ghiacciai rappresentano anche una preziosa risorsa come riserva idrica e quindi energetica, influenzando a livello globale il ciclo idrologico, ma anche, su tempi lunghi, gli scambi di energia e di massa, assumendo il ruolo di vero e proprio fattore climatico. I grandi *inlandsis*<sup>52</sup> groenlandese e antartico sono in grado di mutare l’andamento delle correnti oceaniche e, in un ciclo glaciale-interglaciale (composto da una fase di forte accrescimento del ghiaccio terrestre, seguita da una parziale fusione dello stesso), di variare il livello dei mari di oltre cento metri.

Ed è qui che si rivela l’intima connessione tra la dinamica glaciale e il clima, in grado di influenzarsi reciprocamente. A tal proposito vale ricordare come i piccoli ghiacciai alpini siano oggi dei sensibili e precisi “termometri climatici”: anche le più piccole oscillazioni del clima sono infatti prontamente registrate dalla reazione dei corpi glaciali che aumentano o diminuiscono la loro massa in tempi rapidissimi. Essi, con la loro allarmante riduzione in atto, che in alcuni casi si è conclusa con l’esaurimento, sono i più evidenti testimoni di quel fenomeno che gli scienziati definiscono climate change.

---

52 Gli *inlandsis* sono le grandi masse di ghiaccio che ricoprono estesi territori polari (Groenlandia, Antartide).

## 5.2 Le ere glaciali

I pochi ghiacciai che si sono conservati nell'arco alpino rappresentano ciò che resta di masse più estese e costituiscono l'epilogo di una storia ciclicamente ripetuta di espansioni e di ritiri.

La storia della Terra registra una serie di ere glaciali, durante le quali la superficie terrestre era ricoperta da calotte di ghiaccio polari molto più estese delle attuali, alternate a ere interglaciali. Il termine "era glaciale" indica un periodo di tempo della durata dell'ordine di decine o centinaia di milioni di anni.

Sono state riconosciute almeno cinque ere glaciali, la più antica delle quali, quella Uroniana, ha avuto luogo tra 2,4 e 2,1 miliardi di anni fa. Pare che nelle ere interglaciali la temperatura terrestre fosse così elevata da impedire la formazione dei ghiacciai anche alle latitudini polari. Al contrario, nel Cryogeniano, tra 720 e 635 milioni di anni fa, molti scienziati concordano sul fatto che la temperatura fosse scesa a tal punto da formare una gigantesca banchisa polare fin quasi all'equatore. È la teoria della *Snowball Earth*, dove la Terra viene paragonata a una gigantesca palla di neve. L'attuale era glaciale ebbe inizio circa 35-45 milioni di anni quando si formò la prima calotta antartica.

Le ere glaciali sono state ulteriormente suddivise in periodi glaciali (o glaciazioni) con temperature medie della Terra più basse, e in periodi interglaciali più caldi, durante i quali le calotte si sono espanse e ritirate ciclicamente. Secondo quanto è emerso dallo studio delle carote di ghiaccio prelevate in Antartide, nel Quaternario la durata media dei cicli glaciali-interglaciali è stata dell'ordine dei centomila anni, con i periodi interglaciali notevolmente più brevi, della durata massima di quindicimila anni.

Sono molte le teorie che tentano di spiegare l'insorgere delle ere glaciali. Benché molte siano ancora controverse, gli scienziati sembrano concordare su alcuni fattori determinanti per il verificarsi di un'era glaciale. La più rilevante è senz'altro la variazione della composizione atmosferica, con particolare riguardo alla concentrazione dei gas serra (biossido di carbonio,  $\text{CO}_2$  e metano,  $\text{CH}_4$ ).

Segue poi la migrazione dei continenti sulla superficie terrestre, secondo la nota teoria della tettonica a placche, che potrebbe avere mutato profondamente il trasporto di energia termica da parte delle principali correnti oceaniche, oppure la presenza di masse continentali all'interno delle regioni polari, in grado di ospitare estese calotte glaciali capaci di modificare il clima terrestre; altre teorie chiamano in causa anche le grandi eruzioni vulcaniche e gli impatti di grossi meteoriti.

Pare invece ormai assodato che l'alternarsi di periodi glaciali (le "glaciazioni") e interglaciali all'interno delle ere glaciali sia dovuto a cause astronomiche. In particolare, si fa riferimento ai cicli di Milanković che comprendono una vasta gamma di moti dell'asse terrestre e della sua orbita<sup>53</sup>. Altre cause di natura astronomica e terrestre sono state invocate nel tempo dai ricercatori che si sono occupati dell'argomento.

---

53 Si tratta di moti della Terra che si aggiungono ai due principali (rotazione attorno al proprio asse e rivoluzione attorno al Sole) e, rispetto a questi, più complessi. Essi sono la precessione degli equinozi, le nutazioni dell'asse terrestre, la rotazione della linea degli apsidi, la rotazione della linea degli equinozi e la variazione di eccentricità dell'orbita terrestre.

### 5.3 Le glaciazioni quaternarie

Il Quaternario, o Neozoico, è il periodo geologico più recente nel quale vive l'uomo moderno; ebbe inizio 2.58 milioni di anni fa alla fine del Pliocene ed è stato caratterizzato da numerose glaciazioni. Le fonti attuali sembrano confermare l'esistenza dei ghiacciai sulle Alpi da almeno novecentomila anni, anche se la loro comparsa probabilmente va fatta risalire a circa due milioni di anni fa. Tradizionalmente, nel secolo scorso si distinguevano cinque glaciazioni principali, dalla più antica alla più recente: Donau, Günz, Mindel, Riss e Würm, con indizi di glaciazioni più antiche, ma non sufficientemente studiate; ciascuna glaciazione era intervallata da un periodo interglaciale; i limiti cronologici erano espressi in termini relativi, mancando la possibilità di datare con adeguata precisione gli eventi. Il modello, proposto agli inizi del secolo scorso da due famosi glaciologi tedeschi Penck e Brückner<sup>54</sup> è ormai considerato ampiamente superato.

Oggi gli studi consentono di suddividere in maniera più accurata i periodi climatici dell'ultimo milione di anni attraverso gli Stadi Isotopici Marini (o MIS, dall'inglese *Marine Isotope Stages*), basati sull'analisi delle variazioni del rapporto tra gli isotopi <sup>16</sup>O e <sup>18</sup>O dell'ossigeno nei sedimenti marini e sull'analisi delle carote di ghiaccio prelevate in Groenlandia e, soprattutto, in Antartide. È stato così possibile definire per gli ultimi milioni di anni di storia della Terra più di cento cicli di oscillazione del clima probabilmente regolati da piccole variazioni dell'orbita terrestre e dell'inclinazione del suo asse. Nella prima parte del Quaternario le glaciazioni si ripetevano ogni 41.000 anni; per l'ultimo milione di anni è stata invece confermata una ciclicità pari a circa 100.000 anni.

Le glaciazioni hanno determinato ripercussioni importanti sulle coperture glaciali, sul clima e sulla morfologia terrestre. Nell'emisfero boreale si accrebbero due grandi ghiacciai continentali: la Laurentide, che occupava la Groenlandia, la maggior parte del Canada e degli Stati Uniti settentrionali, e la Calotta Scandinava o Euroasiatica, centrata sulla penisola scandinava e su larga parte dell'Europa e dell'Asia settentrionale, con spessori fino a 2-3 km. Vaste coperture glaciali erano presenti anche nelle Alpi e nell'Himalaya. In totale si stima che nel momento di massima estensione, quasi il 30% dell'intera superficie terrestre fosse coperta dal ghiaccio.

Contemporaneamente il livello dei mari era sceso di circa 120 m per effetto dell'immobilizzazione sotto forma di ghiaccio di una grande quantità di acqua. Il Mar Adriatico arrivava quindi al largo della costa di Pescara e tutto il Golfo di Venezia formava un'ampia pianura fluviale, mentre la rete di colate glaciali che occupava le Alpi arrivava in pianura attraverso i principali sbocchi vallivi. L'acqua, liberata nei periodi interglaciali, come quello in cui ci troviamo oggi, determinava una risalita del livello del mare con conseguente arretramento del margine costiero.

Oggi ci troviamo in un periodo interglaciale iniziato 11.700 anni fa, durante il quale si sono verificati diversi periodi ciclici di riscaldamento e raffreddamento.

L'ultimo periodo freddo, all'interno dell'attuale interglaciale, si è registrato a partire dall'anno 1300 d.C. fino alla metà del XIX secolo. Tutti i ghiacciai hanno registrato un'avanzata a livello globale, nota universalmente come Piccola Età Glaciale, che si è esaurita in concomitanza della Rivoluzione Industriale e della conseguente immissione nell'atmosfera

---

54 Penck A., Brückner E. (1909) – Die Alpen im Eiszeitaler. Leipzig.

di quantità crescenti di gas-serra. La rilevanza delle cause antropiche del ritiro dei ghiacciai è ancora dibattuta in ambito scientifico, benché gli studi attuali convergano decisamente verso l'antropogenesi.

## 5.4 Il glacialismo alpino

Se le analisi delle carote di ghiaccio polare e dei sedimenti marini consentono una ricostruzione climatica estremamente precisa a scala globale, meno facile è risalire alla prima comparsa dei ghiacciai nella penisola italiana. Come detto, vi sono indizi della loro presenza già 900.000 anni fa, sia sulle Alpi che sugli Appennini, anche se, è probabile che la loro iniziale espansione sia da collocarsi agli inizi del Quaternario.

All'incirca ogni 100.000 anni si sono alternate pulsazioni glaciali a fasi di ritiro, secondo i cicli di Milanković, di cui si è accennato in precedenza. Nei momenti di massima espansione lo spessore della coltre glaciale nelle Alpi poteva raggiungere il chilometro e mezzo, con la formazione di ampi lobi in pianura.

L'erosione glaciale, il trasporto dei sedimenti a valle e la loro deposizione nei fondivalle e in pianura hanno profondamente modificato il rilievo alpino che, ancora oggi, conserva l'impronta del modellamento glaciale pleistocenico. Sono certamente più evidenti gli effetti delle



Figura 52 – Sui fianchi della valle, oramai abbandonata dal ghiacciaio de La Mare in pronunciato regresso, si ergono le imponenti dorsali moreniche della Piccola Età Glaciale (Alta Val di Pejo, Gruppo del Cevedale). [Foto di Alberto Carton (2001)]

espansioni glaciali più recenti, l'ultima delle quali corrisponde a quello che i glaciologi chiamano l'Ultimo Massimo Glaciale (spesso indicato con l'acronimo inglese LGM, *Last Glacial Maximum*) che nelle Alpi si verificò all'incirca tra i 32.000 e i 19.000 anni fa.

Dobbiamo immaginare allora un paesaggio del tutto simile alle attuali catene montuose dell'Antartide o dell'Alaska, dove una rete di ghiacciai occupava le valli principali e solo le vette più elevate emergevano da tale coltre ghiacciata (che con un termine tecnico chiameremo *icefield*). Alcune lingue si espandevano in alta pianura, talora unendosi in fronti coalescenti e dando vita a ghiacciai pedemontani. I settori particolarmente intumescenti, caratterizzati, cioè, dagli spessori più elevati, corrispondevano alle aree a maggior precipitazione, secondo le condizioni microclimatiche alpine regolate dalla circolazione delle correnti in quota, dall'umidità e dalla migrazione delle perturbazioni atmosferiche.

I dislivelli tra un settore e l'altro innescavano un flusso ininterrotto del ghiaccio il quale, accumulandosi in quota, fluiva verso valle e alla periferia della catena alpina secondo percorsi centrifughi che seguivano i solchi vallivi, spesso unendosi con trasfluenze tra una valle e l'altra.

I ghiacciai sono uno straordinario agente morfogenetico, in grado di erodere enormi quantità di roccia che vengono trasportate direttamente dal flusso glaciale o prese in carico dai torrenti alimentati dalle acque di fusione, i cosiddetti "scaricatori" glaciali. Il ghiacciaio agisce come una sorta di grande nastro trasportatore e, spesso, anche come la pala di una ruspa, accumulando ai fianchi e alla fronte depositi glaciali in forma di bassi cordoni o di vere e proprie colline, alte anche decine di metri: sono gli "anfiteatri morenici".

La forma planimetrica delle colline è data da archi di cerchio concentrici, dove i rilievi più interni sono anche i più recenti, mentre i più antichi sono quelli periferici. Tra i più grandi apparati del Triveneto ricordiamo le colline moreniche del Garda e del Tagliamento; molti altri si susseguono a occidente nell'alta pianura padana fino ad arrivare ai grandi anfiteatri di Ivrea e di Rivoli Torinese. In provincia di Treviso sono degne di nota le morene generate dal ghiacciaio del Piave a Vittorio Veneto, nella valle del Soligo e a Quero-Segusino, di cui si tratterà più avanti.

Più archi morenici testimoniano il verificarsi di fluttuazioni con brevi fasi di avanzata e di ritiro che hanno generato la sequenza dei rilievi; nelle Alpi le pulsazioni massime si registrarono tra 26.000 e 21.000 anni fa.

Si è osservato come ogni valle abbia una sua peculiare storia glaciale, non sempre sincrona con le altre valli, perfino quelle più vicine, così come, a maggior ragione, diverse regioni geografiche a scala continentale non mostrino avanzate e ritiri contemporanei. Le condizioni locali interferiscono pertanto in modo determinante nelle oscillazioni, così che i limiti temporali fissati per le glaciazioni non sono di fatto validi ubiquitariamente.

A scala più piccola, le glaciazioni provocarono mutamenti su vaste estensioni come la modifica dei bacini fluviali, le oscillazioni isostatiche della crosta terrestre e i cambiamenti nelle correnti atmosferiche e oceaniche. È noto, per esempio, come il fondo del Canale della Manica fosse emerso, consentendo un collegamento stabile tra le Isole britanniche e il continente europeo. Allo stesso modo Asia e Nordamerica erano unite attraverso lo Stretto di Bering e il continente asiatico era connesso via terra con l'Indonesia, la Nuova Guinea, il Giappone e Taiwan; l'abbassamento globale del livello dei mari isolò il Mar Nero e il Mar Baltico, trasformandoli in enormi laghi d'acqua dolce.

Attorno a 20.000 anni fa iniziò la fase di deglaciazione nel corso della quale i ghiacciai si

ritirarono rapidamente all'interno dell'arco alpino, sia pure con brevi fasi di arresto e deboli riavanzate. Si tratta degli stadi tardoglaciali dei quali rimane oggi traccia nelle morene che si sono conservate alle quote più elevate, specialmente alla testata delle valli e nei circhi più alti. Il ritiro durò circa 8.000 anni, con un veloce regresso delle lingue glaciali che lasciarono esposte le pareti delle valli le quali, detensionate per l'assenza della spinta glaciale, spesso crollarono, innescando molte frane, alcune anche di dimensioni enormi. La più importante, in provincia di Treviso, è la grande frana del Fadalto nella Val Lapisina.

La transizione dal Pleistocene all'Olocene, vale a dire tra l'ultimo periodo glaciale e l'interglaciale, avvenne 11.700 anni fa, quando il ritiro era ormai completato e dei grandi apparati glaciali pleistocenici rimanevano soltanto le porzioni alpine più interne, che in parte si sono conservate fino a oggi, benché la loro velocità di fusione abbia subito un'impennata nell'ultimo secolo e mezzo.

Sembra attestato che tra circa 10.000 e 5.000 mila anni fa l'estensione dei ghiacciai fosse più ridotta se confrontata con la seconda parte dell'Olocene, quando le masse glaciali registrarono una contenuta fase di avanzamento. Si tratta dell'*Optimum Climatico*, con temperature medie di circa 0,5° C più elevate rispetto alla temperatura media della terra (misurata nel trentennio 1961-1990)<sup>55</sup>.

Negli ultimi cinquemila anni si è assistito a una lieve ripresa, la cosiddetta "Neoglaciazione"<sup>56</sup>, culminata nella Piccola Età Glaciale. A tal proposito è significativa la scoperta della mummia di Similaun, il cacciatore preistorico di 5200 anni fa (oggi noto come "Ötzi"), ucciso da una freccia mentre attraversava il passo alpino. Il suo corpo, ricoperto dalla neve, trasformatasi rapidamente in ghiaccio, si è conservato mummificato fino ai nostri giorni, segno che da allora vi è stato un progressivo, anche se modesto, raffreddamento del clima.

Brevi momenti di progresso dei ghiacciai si sono osservati tra i 3000 e i 2500 anni fa, tra il 500 e il 950 d.C., tra il 1100 e il 1200 d.C. e infine dal 1300 fino al 1860 d.C. con la già citata Piccola Età Glaciale (PEG). È questo il momento di massima avanzata durante l'Olocene, quando si formano grandi apparati morenici ancora oggi ben conservati ed evidenti in tutte le fronti glaciali delle Alpi. Si tratta tuttavia di sistemi collocati in alta quota, di dimensioni molto più ridotte rispetto ai grandi sistemi pleistocenici.

Da allora, i ghiacciai hanno iniziato il loro declino (ancora con brevi impulsi positivi negli anni 1890-1895, 1920-1925, 1965-1985) parallelamente alla crescita esponenziale dei gas-serra e all'aumento della temperatura media terrestre di circa 1,5° C, con arretramento delle fronti che, nel cuore della catena alpina, ha raggiunto anche i diversi chilometri.

Oggi i ghiacciai alpini mostrano un'estensione di circa 2.000 km<sup>2</sup> e il loro volume complessivo si è ridotto a circa un terzo rispetto a quello che avevano durante la PEG <sup>57</sup> (nel caso della Marmolada, la Regina delle Dolomiti, siamo oggi al solo 15%). Il fenomeno ha subito un'accelerazione dopo gli anni Ottanta del XX secolo.

Oggi non esistono più ghiacciai attivi nella provincia di Treviso, le quote dei rilievi sono troppo basse per collocarsi in utile posizione rispetto all'attuale quota del limite delle nevi,

55 Orombelli G. (2017) – Una successione di avanzate e ritiri: dall'ultima glaciazione alla crisi attuale. In: Comitato Glaciologico italiano, Itinerari glaciologici sulle montagne italiane, 12, vol. 1, 27-52.

56 Denton G.H., Porter S.C. (1970) – Neoglaciation. Scientific American, 222, 101-110.

57 Smiraglia C., Diolaiuti G. (a cura di) (2015) – Il nuovo catasto dei ghiacciai italiani. EvK2CNR, Bergamo.

ma durante il Pleistocene e nelle glaciazioni precedenti, si sono affacciati più volte verso la pianura, in particolare modo a Vittorio Veneto e a Quero. La storia geologica delle Prealpi e la loro morfologia è anche la storia glaciale della fascia pre-alpina, con le profonde valli, le frane postglaciali, i laghi e gli apparati morenici ancora ben conservati.

## 5.5 La geomorfologia glaciale

### 5.5.1 Le forme erosive

I ghiacciai, come anticipato, sono in grado di modificare profondamente la morfologia di una regione a causa della loro straordinaria capacità erosiva. Il ghiaccio, messo in moto dalla forza di gravità, fluisce verso il basso deformandosi plasticamente quando la velocità di movimento è bassa e le pendenze uniformi. Alla base dei ghiacciai temperati, quelli cioè che si trovano alle latitudini intermedie, scorre acqua, che favorisce lo scivolamento a contatto del substrato roccioso. Il ghiacciaio trascina con sé grandi quantità di detriti rocciosi che vengono inglobati al suo interno. Al contatto ghiaccio-roccia tali detriti abradono il fondo e le pareti della valle glaciale, così come fa un foglio di carta vetrata sfregato sul legno, formando ampie superfici levigate che spesso mostrano tipiche striature e solchi nella direzione di movimento del ghiacciaio.

Questo fenomeno, definito “esarazione glaciale”, è particolarmente efficace a monte dei dossi, delle ondulazioni e dei contrafforti presenti lungo il percorso del ghiacciaio, dovuti all’irregolarità della superficie rocciosa antecedente il passaggio della lingua glaciale. Sulla faccia rivolta a monte si esercita la massima pressione del ghiacciaio, che, tra l’altro, provoca una parziale fusione del ghiaccio in acqua. A valle dell’ostacolo, l’acqua sul fondo ricongela, così che pietre, blocchi di roccia fratturata, elementi sconnessi in tutto o in parte, vengono inglobati nel ghiaccio, che li strappa letteralmente dal fondo trascinandoli con sé.

In una successiva fase di regresso, per esempio durante un interglaciale o soltanto dopo un arretramento temporaneo, quando il ghiacciaio fonde, affiorano le tipiche “rocce montonate”<sup>58</sup>. Si tratta di dossi allungati, più o meno elevati a seconda dell’originaria morfologia del fondo (da pochi metri a oltre cento), levigati sul lato a monte, meno inclinato, e frastagliati e dirupati sul lato a valle, dove il ghiacciaio ha sradicato i blocchi rocciosi.

L’esarazione glaciale si manifesta a tutte le quote. Nei tratti sommitali, dove nelle fasi iniziali di una glaciazione tendono a raccogliersi i primi nuclei di ghiaccio o dove essi si sono conservati sotto forma di ghiacciai di circo durante un periodo interglaciale, l’abrasione associata a fenomeni periglaciali determina un approfondimento della nicchia che ospita la neve o il ghiaccio. Nel tempo la conca tende ad approfondirsi e ad allargarsi, formando il circo glaciale che assume una tipica forma di poltrona a braccioli. La depressione che contiene il ghiacciaio corrisponde alla seduta, le pareti che circondano l’accumulo di ghiaccio sono lo schienale e i braccioli.

---

58 Lo svizzero Horace-Bénédict de Saussure, un pioniere della moderna glaciologia alpina, coniò il termine *roches moutonnées* nel 1786. Le rocce mostrano un profilo longitudinale asimmetrico; sono lisce e arrotondate a monte, mentre sono più scabre a valle. Lo studioso vide in queste rocce una somiglianza con le parrucche indossate abitualmente nel Settecento dai nobili francesi, le quali erano lisce nella parte superiore con il grasso di montone (e perciò “*moutonnée*”, “montonate”) per fissare l’acconciatura e mantenere i capelli in ordine.

Altre cavità si possono formare lungo la valle glaciale, specialmente a monte di gradini e altri ostacoli. Sono le *conche di sovraescavazione* che spesso dopo il ritiro del ghiacciaio danno luogo, così come i circhi glaciali, alla formazione di laghi.

Le cime e le creste che emergono dalla coltre di ghiaccio non sono interessate direttamente dall'azione di esarazione glaciale, ma la prolungata vicinanza al ghiacciaio favorisce i processi di tipo periglaciale con erosione e distacchi di roccia. Si tratta di quei fenomeni legati all'escursione termica stagionale e giornaliera, che, specialmente con l'oscillazione delle temperature sopra e sotto lo zero termico, determinano l'allargamento delle fessure e la fratturazione della roccia, con conseguenti crolli e distacchi. Questo è dovuto in particolar modo al congelamento dell'acqua di infiltrazione che, trasformandosi in ghiaccio, aumenta il proprio volume e dilata fessure e cavità agendo dall'interno come una sorta di martinetto idraulico. L'erosione procede quindi a spese delle pareti esposte che tendono ad arretrare formando tipici picchi e creste affilate dall'aspetto frastagliato, molto diverse dalle pareti levigate formate dall'azione del ghiacciaio (sono detti rispettivamente *horn* e *arête*).

I ghiacciai, che si formano per accumulo di neve alle alte quote, si incanalano nei solchi vallivi approfondendo ed allargando le sezioni trasversali, che assumono una tipica forma a "U". Questo avviene perché il ghiacciaio erode arealmente e con la stessa intensità su tutti i punti di contatto con la roccia. È il fenomeno più evidente e che meglio di altri caratterizza un paesaggio glaciale. Le ampie valli a fondo arrotondato sono infatti molto diverse dalle valli fluviali, la cui sezione trasversale è tipicamente a "V" perché l'erosione è in questo caso lineare e si concentra sul fondo, in corrispondenza del letto fluviale.

La rete delle valli della catena alpina conserva in modo evidente il modellamento glaciale e tutte le valli principali manifestano la loro origine glaciale, anche quando la successiva ripresa dello scorrimento fluviale possa aver generato incisioni del fondovalle o, più spesso, deposizione di sedimenti.

### 5.5.2 I depositi glaciali

Quando un ghiacciaio occupa una valle, raccoglie sulla sua superficie i detriti portati dalle valanghe e precipitati dalle pareti. Può trattarsi di vere e proprie frane, che a volte conservano l'uniformità dell'accumulo anche a molti chilometri di distanza dal punto di distacco, oppure di piccoli crolli ripetuti, cadute di massi e modesti distacchi di roccia.

L'attrito che si genera al fondo del ghiacciaio produce inoltre grandi quantità di detrito fine, sabbioso-limoso, che è una caratteristica comune di molti depositi glaciali.

Se ne deduce che il ghiacciaio trasporta a valle ingenti quantità di detriti, senza alcuna distinzione per la loro granulometria, comprendendo pertanto sia i grandi blocchi di roccia, che il limo più sottile. I depositi glaciali sono formati dalle rocce che il ghiacciaio ha incontrato nel suo cammino e riflettono, nel loro assortimento petrografico, la stessa varietà geologica del bacino attraversato.

Poiché il trasporto di un ghiacciaio non è di tipo selettivo, non agisce cioè in funzione della dimensione dei detriti, i depositi glaciali sono caratterizzati da una struttura caotica, quasi sempre non stratificata, con pietre e blocchi (definiti "clasti") di forma e dimensione variabile, spesso dispersi in una matrice fine (è il cosiddetto "diamicton glaciale"). I clasti possono essere più o meno arrotondati a seconda dei processi di abrasione a cui sono andati incontro nel loro cammino o nella loro storia precedente.

I ghiacciai depositano sui fianchi e alla loro fronte sedimenti trasportati dall'alto e trascinati in avanti dal movimento della massa glaciale. Questi depositi generano le morene, che tendono a organizzarsi in cordoni o argini e marcano le varie posizioni raggiunte dalla lingua glaciale. Gli argini morenici possono assumere dimensioni anche molto grandi, dell'ordine delle decine di metri di altezza, in funzione della estensione del ghiacciaio che li ha formati.

Durante il ritiro, un ghiacciaio può abbandonare depositi di diverso aspetto, sotto forma di coltri di sedimenti grossolani che erano stati inglobati nel ghiacciaio o che ne ricoprivano interamente la superficie nelle fasi finali di vita. Talora invece sono depositi fini, fittamente laminati, che si sono formati alla base del ghiacciaio, "stirati" dal peso e dal movimento del ghiaccio sovrastante.

Spesso si osservano grossi blocchi isolati, i "massi erratici", importanti per gli studiosi perché rappresentano la testimonianza del passaggio di un ghiacciaio nel punto in cui sono stati abbandonati.

In altri casi ancora si tratta di depositi di natura fluvio-glaciale, quando le acque di fusione circolanti all'interno o alla fronte del ghiacciaio rielaborano i depositi dando vita a forme particolari con terrazzi, cordoni, piccole depressioni e culminazioni.

La rete degli scaricatori glaciali, cioè di quei torrenti che drenano le acque di fusione del ghiacciaio, ridistribuiscono alla fronte grandi masse di sedimenti che concorrono a formare il *sandur* proglaciale, una pianura debolmente inclinata, generalmente a forma di ventaglio, le cui dimensioni possono essere anche superiori a mille chilometri quadrati.



Figura 53 – La Vallata Trevigiana è una valle tettonica, un tempo occupata dal ghiacciaio del Piave che ha abbandonato alla fronte alcuni archi morenici. La morena di Gai, a ovest, taglia in obliquo la valle e marca la posizione raggiunta dal corpo glaciale (in azzurro) durante l'ultima glaciazione. [Google Earth, 2019]

## 5.6 I ghiacciai in provincia di Treviso

La storia glaciale della provincia di Treviso è il riflesso delle ripetute oscillazioni del ghiacciaio del Piave. In particolare, durante l'Ultimo Massimo Glaciale, il flusso principale scendeva attraverso la valle del Piave in direzione di Ponte della Alpi. Qui il ghiacciaio si suddivideva in due rami. Quello principale si allargava a sud-ovest nel vallone bellunese, in direzione di Belluno, andando a occupare l'ampia vallata per poi dirigersi verso lo sbocco in pianura attraverso la valle del Piave che oggi da Busche conduce a Marziai e quindi a Quero e Segusino. Nel Vallone Bellunese il ghiacciaio riceveva anche i contributi dei rami affluenti da settentrione.

Un secondo ramo si staccava verso sud, verso il Lago di Santa Croce, allora non esistente, espandendosi in parte nell'Alpago. Entrava quindi in Val Lapisina dove veniva deviato verso sud-ovest dal grande massiccio del Cansiglio. Arrivato a Serravalle veniva arginato dai contrafforti delle "corde", le colline subalpine orientate in senso nordest-sudovest. Qui il ramo si suddivideva ulteriormente in due lingue. La prima, superata la stretta di Serravalle, scendeva verso l'attuale conca di Vittorio Veneto dove si espandeva a formare il noto anfiteatro morenico, confinata all'interno dai residui degli archi più antichi. La seconda si incuneava nella valle del Soligo, arrivando fino all'imbocco della valle laterale di Tovenà dove formava un arco morenico frontale presso Gai. Non è escluso che vi potesse essere stato, durante l'LGM o prima, un contributo glaciale lungo la valle di Tovenà attraverso una trasfuenza dal Vallone Bellunese attraverso il Passo di San Boldo.

La quota raggiunta dai ghiacciai doveva essere particolarmente elevata, tanto che a Tarzo si osservano oggi spessi depositi glaciali formati per trasfuenza verso sud della massa glaciale che aveva sormontato i primi rilievi a ridosso della Valle del Soligo.

Se a Vittorio Veneto si formava un piccolo, ma ben definito anfiteatro morenico, a Quero la spinta del ghiacciaio si esauriva. Rimangono oggi, come testimonianza della massima avanzata, solo alcuni cordoni e depositi glaciali terrazzati.

Una serie di indizi raccolti dai ricercatori negli ultimi anni induce a ritenere che il quadro paleogeografico dell'Ultimo Massimo Glaciale (LGM) si sia ripetuto anche nelle glaciazioni precedenti.

Nel Tardoglaciale, il ghiacciaio del Piave si ritirò rapidamente all'interno delle Alpi. Il ritiro portò alla formazione dei Laghi di Revine, a ridosso della morena frontale di Gai e alla caduta della frana di Fadalto, messa in posto in momenti diversi, che diede luogo allo sbarramento del corso del Fiume Piave e alla formazione del Lago di Santa Croce. Gli attuali laghi della Val Lapisina sono probabilmente legati alla presenza di conche di sovraescavazione formatesi durante l'LGM.

Il contributo del ghiacciaio del Piave è stato fondamentale anche per la formazione della pianura veneta. Gli scaricatori coincidenti con i diversi tracciati che il Piave ha seguito nel Quaternario sono infatti responsabili della crescita della pianura, per decine di metri nel solo LGM, e della sua attuale conformazione.

## 5.7 I geositi legati al glacialismo

### 5.7.1 L'anfiteatro di Vittorio Veneto

Tipologia	Anfiteatro morenico (deposito di origine glaciale, forma d'accumulo)
Ubicazione	Alta pianura trevigiana
Estensione	Circa 1170 ha
Altitudine	Da 170 m a 120 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 084040, 084080, 085010, 085050
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Sezione 084040 - Vittorio Veneto, 084080 - Bagnolo, 085010 - Cappella Maggiore, sezione 085020 Sacile ovest, "085050 - Godega Sant'Urbano



Figura 54 – Una delle colline costituenti l'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto è oggi intagliata dal tracciato autostradale della A27. [Foto di Alessio Vidal (2013)]

L'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto costituisce uno degli apparati più grandi e meglio conservati dell'alta pianura veneto-friulana, assieme a quelli del Garda, di Rivoli Veronese e del Tagliamento. Esso si estende allo sbocco in pianura della Val Lapisina, dove la strettoia di Serravalle, percorsa dal Fiume Meschio, dà accesso alla piana di Vittorio Veneto. Qui il paesaggio è coronato dalle basse colline di origine morenica che formano un ampio semicerchio che va dai rilievi di Carpesica a ovest fino a Cappella Maggiore a est, passando per Colle Umberto.

Gli anfiteatri morenici dell'alta pianura padana e veneto-friulana si formarono in corrispondenza della fuoriuscita dei ghiacciai vallivi nell'area pedemontana della pianura, dove la lingua glaciale poteva espandersi (questo tipo di ghiacciaio viene classificato come *pedemontano* o *alaskano*) e depositare i detriti che trasportava fino a formare una serie di cordoni o argini morenici concentrici e disposti generalmente a semicerchio<sup>59</sup>. Ciascun cordone corrisponde a una fase di avanzamento o di stazionamento della fronte glaciale, mentre la cronologia relativa delle creste moreniche si basa sulla loro posizione più o meno avanzata, risultando più antiche quelle più esterne.

Come accennato nel paragrafo precedente, l'anfiteatro fu originato dalla lingua principale e più meridionale del ghiacciaio del Piave, la quale, dopo aver percorso la Val Lapisina ed essersi diramata lateralmente nella Vallata del Soligo, fuoriusciva dalla stretta di Serravalle e si allargava nell'alta pianura. Appena a monte di Vittorio Veneto, nel periodo di massima espansione dell'ultima glaciazione, il ghiacciaio era spesso circa 600 metri, mentre nel Vallone Bellunese superava gli 800 m. La testimonianza della massima quota raggiunta dal ghiacciaio si rinviene oggi lungo

59 Vista la forma planimetrica, sarebbe in effetti più corretto definirlo "teatro", ma il termine "anfiteatro" si è ormai consolidato nella letteratura scientifica.

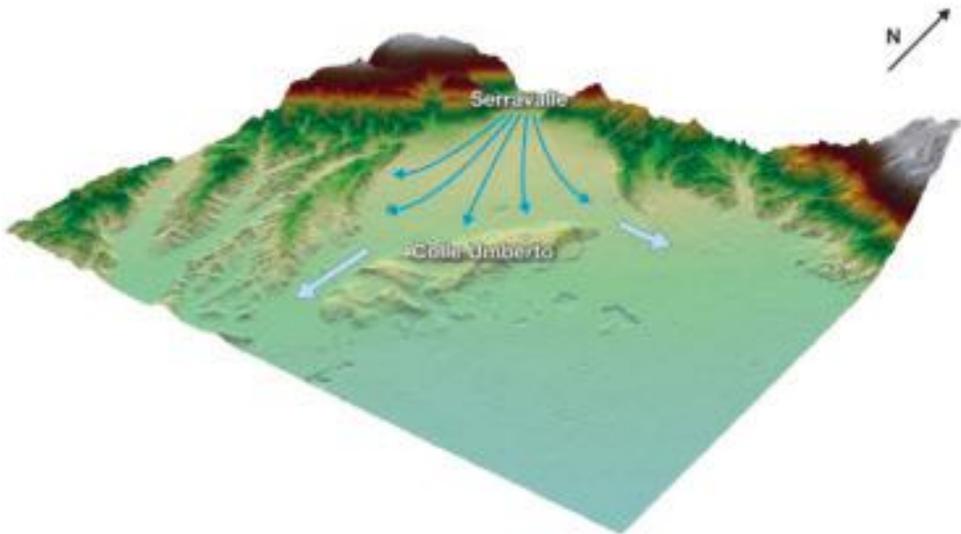


Figura 55 – Il modello digitale mette in evidenza la sequenza di colline moreniche che formano l'anfiteatro di Vittorio Veneto. Sono evidenti i due ampi varchi aperti dagli scaricatori glaciali a sud e a est. A nord, la stretta di Serravalle consentiva lo sbocco in pianura della massa glaciale. [Lidar OGS-TV 2007, elaborazione di Chiara Levorato]

la dorsale del Col Visentin, dove i resti di un cordone morenico sul Monte Pascolet raggiungono i 1140 m di quota.

La cerchia più elevata e meglio conservata delle morene frontali fu deposta al momento della massima espansione durante l'LGM. Si riconoscono diverse cerchie moreniche che nell'area di Castello Roganzuolo - San Fior - Colle Umberto assumono una conformazione irregolare che non permette un'agevole ricostruzione della disposizione planimetrica degli argini morenici, alcuni dei quali formati probabilmente durante le precedenti glaciazioni (quelli più esterni e meno elevati), o nelle fasi di pulsazione e di stazionamento del ghiacciaio plavense durante l'ultima glaciazione. Le quote dei rilievi sono modeste e variano dai 170 m di Carpesica, ai 120 m di San Fior, 145 m di Colle Umberto e 132 m di Anzano.

Sulle spalle laterali, a oriente e a occidente di Vittorio Veneto, sono presenti delle dorsali rocciose allungate che marginano l'anfiteatro e sulle quali i depositi morenici si sono adagiati nei momenti di massima intumescenza del ghiacciaio.

A occidente e a meridione sembrano potersi riconoscere almeno 7 cerchie moreniche addossate le une alle altre, alcune delle quali limitate a piccoli lembi. A ovest, la dorsale più esterna di Cozzuolo è formata da depositi glaciali, che ricoprono la dorsale in conglomerato, sui quali si sono sviluppati suoli estremamente evoluti. L'avanzato grado di alterazione<sup>60</sup> sembra attestare una deposizione avvenuta durante il Pleistocene medio, probabilmente nel corso della penultima glaciazione; non esistono ad oggi datazioni geocronologiche in grado di confermare questa ipotesi, benché gli indizi pedologici siano piuttosto convincenti.

Sul lato sudorientale, nei pressi di San Fior-Castello Roganzuolo, le dorsali più esterne sono disarticolate, meno elevate e con forme più dolci. Tale morfologia potrebbe essere giustificata con l'età più antica dei depositi esterni, i quali, sottoposti per maggior tempo all'azione degli agenti esogeni, in particolare all'erosione delle acque dilavanti, avrebbero potuto perdere la loro unitarietà e forma originaria.

Non è da escludere, tuttavia, che possa aver influito anche l'assenza di nuclei rocciosi, che altrove hanno condizionato la deposizione dei cordoni morenici, e la presenza di scaricatori glaciali di una certa importanza, sia a est che a ovest delle dorsali, i quali, con i loro percorsi intermorenici, potrebbero aver governato la formazione delle colline.

In genere, i cordoni più interni (Colle Umberto, Carpesica, Scomigo) sono caratterizzati da inclinazioni più accentuate dei versanti rivolti verso la lingua glaciale. Tra questi, il cordone di Colle Umberto è tra quelli meglio formati; il ritrovamento di un tronco di abete rosso durante uno scavo alla sommità della dorsale ha permesso di datare il campione col metodo del Carbonio 14. Si è così stabilito che l'abete è stato seppellito dai depositi glaciali circa 21-22.000 anni fa, confermando a tale data la presenza di un ghiacciaio ben formato all'interno dell'anfiteatro di Vittorio Veneto.

Le acque di fusione glaciale fuoriuscivano all'esterno delle cerchie moreniche attraverso due breccie principali: a sud, il varco di Menarè, oggi percorso dai torrenti Crevada e Menarè; a est il varco di Cappella Maggiore, dove il Fiume Meschio si apre la strada tra l'ampio nucleo morenico

---

60 Sarebbe più corretto utilizzare il termine "pedogenesi", vale a dire quel complesso di processi fisici, chimici e biologici che determinano nel corso del tempo la formazione di un suolo. I minerali delle rocce tendono infatti ad alterarsi e molti elementi si trasformano e migrano verso il basso; un ruolo fondamentale nella formazione del suolo è la presenza di sostanza organica per effetto dell'azione biologica.

di San Martino e la dorsale con nucleo roccioso di Cappella Maggiore.

La piana interna è attraversata dal Fiume Meschio e da alcuni corsi d'acqua minori, tra i quali i torrenti Crevada, Menarè e Carron, che si originano ai piedi delle dorsali moreniche secondo un generale orientamento da nordovest a sudest. Il Meschio è alimentato da una risorgenza carsica che si apre sul fianco sinistro della Val Lapisina, attraversa la forra di Serravalle e scorre in posizione mediana per confluire, all'esterno dell'anfiteatro, nel Fiume Livenza.

L'interno dell'anfiteatro è occupato da una piccola pianura, debolmente inclinata, creatasi per accumulo dei depositi fluvio-glaciali nel momento in cui il ghiacciaio arretrava all'interno della Val Lapisina, scaricando sui settori frontali i propri depositi. I sedimenti variano da ghiaioso-sabbiosi a limoso-argillosi, formando fasce allungate parallelamente al corso del Meschio. I depositi più grossolani sono stati abbandonati durante il Pleistocene dalle correnti fluvio-glaciali a più alta energia, mentre i sedimenti fini costituiscono le alluvioni oloceniche dei principali corsi d'acqua. Sono segnalati solo modesti terrazzi embrionali, marginati da basse scarpatine.

Sono presenti diverse cave che prelevano sabbie e ghiaie per inerti da costruzione, sia all'interno della cerchia morenica, a San Giacomo di Veglia, che all'esterno, a nord di San Fior e di Godega di Sant'Urbano.

I cordoni morenici sono interessati da piccoli fenomeni di frana, soprattutto sul lato Anzano-Cappella Maggiore.

Ai piedi dei rilievi più settentrionali, nei pressi di Cozzuolo, Ceneda Alta, Serravalle, Costa e Anzano sono presenti ridotti con alluvionali e torrentizi che raccordano il versante alla pianura. Più a monte, tra Serravalle e Breda, sono segnalati depositi morenici sparsi che ammantano il versante, senza dare luogo a dorsali evidenti.



Figura 56 – I laghi di Revine visti dal Pian de le Femene. Sono ben visibili, in corrispondenza della prima catena collinare sullo sfondo, le incisioni vallive trasversali, poste in corrispondenza di Nogarolo, a sinistra, e di Tarzo, a destra. [Foto di Simone Busoni]

### **L'anfiteatro glaciale di Vittorio Veneto**

Vittorio Veneto è nome sublimemente evocativo, legato alla retorica risorgimentale e a quella della Grande Guerra. Il più esteso comune della Provincia non può che essere la coesione di comunità limitrofe e, data la morfologia assai varia, di paesaggi anche molto contrastanti nel giro dei suoi orizzonti: Ceneda, Serravalle, San Giacomo, Carpesica, Fadalto, Longhere in un intreccio di montagne, colline, laghi e pianura. Luoghi di ispirazione di molti scrittori e poeti tra cui Andrea Zanzotto (*La notte di Serravalle* nella raccolta *Vocativo*)<sup>61</sup> e Luciano Cecchinel, cui molti suoi versi letteralmente s'inerpicano sul gran muro delle Prealpi, ma anche voci minori e locali, come Severino Dal Bo che rievoca le nostalgie dell'infanzia nelle sue *Primavere cenedesi*<sup>62</sup>, raccontando di ambienti e comportamenti non più possibili ai giorni nostri.

---

61 Zanzotto A, (1981) – *Vocativo*. Mondadori, Milano, 2° ed.

62 Dal Bo S. (1991) – *Primavere cenedesi e altre stagioni*. Dario De Bastiani Editore, Vittorio Veneto.



Figura 57 – Vittorio Veneto, Castello di San Martino e Colle San Paolo, 1925 ca. Le forme più tondeggianti e più basse degli accumuli morenici si appoggiano, a ovest, alle geometrie più alte e angolari delle corde parallele, qui evidenziate anche dalla successione inclinata degli strati rocciosi, a destra nella foto. [FAST, Treviso, Fondo Giulio Marino, MAR 16]



Figura 58 – Villa Vianello al Col di Luna alla fine anni '50 (FAST, Treviso, Fondo G. Mazzotti, M 115170) Forme blandamente sinuose, create e modellate dai ghiacciai - anche se sembra impossibile guardando questa foto - e dal tempo: accarezzate dal lavoro umano, allora non impaziente, a produrre uno dei paesaggi agrari più belli.

## 5.7.2 I laghi di Revine

Tipologia	Laghi di origine glaciale
Ubicazione	Comuni di Revine Lago e Tarzo
Estensione	Circa 68 ha
Altitudine	Circa 225 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 084030
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Sezione 063150 - Passo di San Boldo, sezione 084030 Tarzo

### La vallata

Per collocare i laghi di Revine nel loro contesto geomorfologico è opportuno introdurre alcuni aspetti geografici specifici della valle che li ospita.



Figura 59 – I profili delle “corde” si stagliano sullo sfondo del Lago di Santa Maria. [Foto di Alessio Vidal (2013)]



Figura 60 – Un suggestivo scorcio del Lago di Santa Maria. [Foto di Alessio Vidal (2013)]

La Valle del Soligo (nota anche, per alcuni tratti, come Valmareno, Valsana o più semplicemente Vallata) costituisce la naturale prosecuzione a ovest-sudovest della Val Lapisina. Essa si allunga parallelamente alla dorsale prealpina, collegando in sequenza gli abitati di Vittorio Veneto, Revine, Cison di Valmarino, Follina, Miane, Combai e Valdobbiadene.

La Vallata costituisce un elemento di netta separazione tra le Prealpi che formano il fianco meridionale del Vallone Bellunese e le fitte sequenze di dorsali affilate che danno vita alle colline subalpine. Il suo profilo longitudinale segue la generale inclinazione della linea di fondovalle verso occidente, fino a Follina, per poi risalire in contropendenza verso Valdobbiadene. La valle a tratti è molto ampia, con larghezza superiore al chilometro. La sua origine è legata alla tettonica locale, in particolare alla grande faglia (o più correttamente, al sistema di faglie) che separa le rocce calcareo-marnose cretache delle Prealpi a nord, da quelle calcareo-arenacee-argillose eoceniche a sud. Si tratta di quello che in geologia viene definito sovrascorrimento: le rocce della catena prealpina scorrono molto lentamente su un piano di faglia inclinato verso nord, creando, lungo la linea di contatto tra le diverse formazioni rocciose, una fascia di debolezza, dove l'erosione da parte degli agenti esogeni (in questo caso fiumi e ghiacciai) ha generato un solco vallivo che si è progressivamente approfondito e allargato. I fianchi della valle sono asimmetrici; il versante sinistro si eleva fino a quote di poco superiori ai 500 metri di quota, mentre il lato destro costituisce il versante meridionale delle Prealpi Trevigiane, più acclive, e raggiunge i crinali del Col Visentin (1764 m s.l.m.) e del Monte Cesen (1570 m).

In particolare, dal lato destro si immettono alcune valli relativamente profonde, tra le quali la Valle di Tovenà-Passo di San Boldo, la Valle di San Daniele o Valle di Cison, la valle



Figura 61 – Il Canale delle Barche che mette in comunicazione il Lago di Santa Maria con il Lago di Lago, visibile sullo sfondo. [Foto di Simone Busoni]

del Torrente Corin e le due piccole incisioni a nord di Miane. Sul lato sinistro sono presenti invece alcuni varchi che tagliano trasversalmente i rilievi, principalmente a Tarzo, Follina, Miane e Guia.

Lungo il fondovalle, la cui superficie è alquanto pianeggiante, affiorano depositi quaternari morenici, fluvioglaciali e fluviali terrazzati, a cui si aggiungono i numerosi coni alluvionali e di deiezione, le falde detritiche e alcune frane.

L'idrografia superficiale è costituita dal Fiume Soligo e dai suoi affluenti (modesti torrenti come il Piaveson, il Gravon, il Ruio, il Corin, il San Pietro e il Visnà) che scendono, in destra idrografica, dalle vallette trasversali del versante prealpino. La valle termina a ovest con il congiungersi, tra Miane e Valdobbiadene, della serie di colline subalpine col versante sudorientale del Monte Mariech, benché quest'ultimo tratto vallivo sia di fatto un elemento in qualche modo distinto, convergente verso Follina secondo la naturale pendenza locale.

### L'idrografia del fondovalle

Nel fondovalle della Vallata, si estendono adiacenti i due laghi di Revine, il Lago di Lago a ovest e il Lago di Santa Maria a est. Si tratta di due distinti specchi lacustri comunicanti tra loro attraverso un canale artificiale. Le dimensioni sono relativamente modeste con lunghezza intorno al chilometro, larghezza massima di 500 m e profondità di non più di una decina di metri.

La genesi dei laghi di Revine viene fatta risalire orientativamente a 18.000 anni fa, durante la fase di ritiro del ghiacciaio del Piave che invadeva la Vallata provenendo dalla Val Lapisina. Le acque di fusione glaciale alimentavano un esteso bacino lacustre (definito da Venzo<sup>63</sup> il "Grande Lago Lapisino") sbarrato a occidente dalla morena frontale di Gai di Cison di Valmarino, dove ancora oggi si allunga la dorsale morenica, mentre a monte esso era marginato dalla fronte glaciale attiva<sup>64</sup>. Nel momento di massima espansione, tra 30.000 e 18.000 anni fa, il lago misurava 8 km di lunghezza ed era profondo circa 30 m.

L'incisione dell'arco morenico frontale ne causò il parziale svuotamento, creando le condizioni per la successiva formazione dei laghi residuali di Revine. Parte dell'antico bacino fu soggetto a interrimento con formazione di depositi palustri che furono oggetto di interventi di bonifica idraulica già in epoca preistorica e romana.

Gli interventi di bonifica ripresero più tardi nella prima metà del Quattrocento, periodo in cui si scavò, tra il 1410 e il 1430, il canale La Tajada, e portarono al prosciugamento della zona più occidentale della valle; dell'originario lago si conservarono solo due piccoli bacini: il Lago di Soller, che venne successivamente bonificato nel 1700, e il Lago di Lago. Quest'ultimo, in seguito alla riduzione della sua superficie per colmamento, si suddivise verso la metà dell'Ottocento nei due attuali laghi. Tra la fine dell'Ottocento e l'inizio del Novecento vennero effettuati ulteriori interventi di regimazione idraulica dei laghi, approfondendo ulteriormente sia il canale La Tajada che il canale Stret.

Entrambi i laghi sono alimentati anche da sorgenti sotterranee di origine carsica; il Lago di Santa Maria, di volume inferiore rispetto al Lago di Lago, ha registrato negli ultimi anni una riduzione della portata delle sorgenti.

63 Venzo S. (1977) – I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa valle del Piave da Quero al Montello e del Paleopiave nella valle del Soligo (Treviso). Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, Padova, 30, 1-64.

64 Ibidem.

Il Lago di Lago, grazie all'apporto di due immissari, i torrenti Piovesan e Piaveson, che traggono origine da sorgenti carsiche temporanee, ha un maggior ricambio d'acqua e quindi una miglior ossigenazione. Il Torrente Piovesan, in particolare, risulta attivo per alcune volte all'anno, per diversi giorni, con una portata di circa 250.000 m<sup>3</sup> al giorno.

Il Lago di Santa Maria scarica le acque nel Lago di Lago tramite il Canale delle Barche; successivamente, mediante il canale La Tajada, suo emissario, contribuisce a dar origine, assieme alla sorgente carsica di Santa Scolastica, al Fiume Soligo. Il canale La Tajada regola il livello dell'acqua dei laghi nei momenti di piena ed è un elemento di interesse per la sua flora e la fauna, tipica dei luoghi umidi e paludosi.

L'origine postglaciale dei laghi è stata accertata in occasione degli scavi archeologici del 1972 effettuati presso le Fornaci Tomasi, in località Nogarolo, vicino al Lago di Santa Maria. In questa località fu rinvenuta un'autentica foresta di larici fossili (appartenenti alla specie *Larix decidua*), ben conservati e ancora in posizione di crescita, sigillata da argille glaciali. I depositi glaciali si presentavano ben cementati e sottilmente stratificati con giacitura sub-orizzontale. I tronchi, che vivevano in un ambiente climatico e vegetazionale di tundra, misuravano tra i 25 e i 70 cm di diametro, con i resti dei fusti lunghi fino a 4 m. L'età del legno è stata stabilita attraverso due datazioni radiocronologiche ottenute col metodo del Carbonio 14 ed è risultata compresa tra 17.350 e 18.150 anni fa<sup>65</sup>. Si tratta di un giacimento fossile estremamente importante per le informazioni paleoclimatiche e paleobotaniche che ha permesso di ottenere.

### Il Parco Archeologico del Livelet

La presenza dei primi insediamenti umani è attestata dal ritrovamento dei resti di un abitato palafitticolo risalente al Neolitico (4.500 a.C.), la cui frequentazione perdurò anche nell'Età del Rame e fino agli inizi dell'Età del Bronzo (2.300 a.C.). In particolare, nella località di Colmaggiora di Tarzo, lungo il canale che unisce i due laghi, sono stati rinvenuti resti di palafitte, frammenti litici e materiale ceramico. In seguito a tali ritrovamenti è sorto il "Livelet", un parco archeologico didattico che sorge sulla sponda occidentale del Lago di Lago, in prossimità dell'emissario artificiale La Tajada. Si tratta della ricostruzione di un villaggio costituita da tre palafitte realizzate con tecniche e materiali analoghi a quelli usati dai nostri progenitori e inserite in un contesto ambientale simile a quello Neolitico. Al visitatore sono mostrati anche oggetti, utensili e arredi realizzati sulla base di reperti archeologici.

La Valsana fu probabilmente anche un importante luogo di transito per i Romani; il tracciato dell'antica via Claudia Augusta Altinate, una strada militare che conduceva al Nord Europa e che permetteva proficui scambi economici e culturali, doveva infatti passare in prossimità della valle, probabilmente lungo il Fiume Piave. Benché la ricostruzione dell'itinerario sia ancora incerta, due tra le diverse ipotesi prevedono l'attraversamento di Follina e del Passo di San Boldo<sup>66</sup>.

---

65 Età non calibrata: 14.370 ± 115 e 14.765 ± 135 anni <sup>14</sup>C BP; Dall'Arche L., Toniello V., Mattana U. (1979) – I limiti raggiunti dall'antico ghiacciaio del Piave nella Valle Lapisina e in Valmareno (Treviso). Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta geologica, 56, 39-52; Dall'Arche L., Zanferrari A. (1979) – Sull'origine e l'età di alcuni depositi conglomeratici della valle del fiume Soligo (Prealpi Venete Orientali). Ibidem, 53-68

66 Le ipotesi di tracciato sono molteplici mancando per ciascuna convincenti conferme archeologiche, epigrafiche e geomorfologiche. Itinerario per Follina: Alpagò Novello A. (1964) – Ritrovamenti archeologici in Feltre. Belluno. Tipografia P. Castaldi, Feltre; Alpagò Novello A. (1972) – Da Altino a Maia sulla via Claudia Augusta. Cavour, Milano. Itinerario per il Passo di San Boldo: Fraccaro P. (1939) – La via Claudia augusta Altinate. Rendiconti dell'Istituto Lombardo di SS.LL., LXXII, Panfilo Castaldi, Pavia.



Figura 62 – Il villaggio palafitticolo del Livelet ricostruisce l’aspetto del primo insediamento neolitico. [Foto di Alessio Vidal]

### Rete Natura 2000

Natura 2000 è una rete di siti di interesse comunitario (SIC)<sup>67</sup> e di zone di protezione speciale (ZPS) creata dall’Unione europea per la protezione e la conservazione degli habitat e delle specie, animali e vegetali, identificati come prioritari dagli Stati membri.

I laghi, che costituiscono un ecosistema dal delicato equilibrio, possiedono un rilevante valore naturalistico per aspetti vegetazionali e faunistici, con aree palustri ed estese torbiere.

L’area è stata designata Sito di Importanza Comunitaria dal 2004 con il codice IT3240014 “Laghi di Revine”: “Laghi prealpini in zona morenica alimentati da acque sorgive e meteoriche”. L’importanza del luogo risiede nella presenza dell’avifauna di passo, di saliceti, canneti, scirpeti, giuncheti, cariceti<sup>68</sup> ripariali e vegetazione acquatica.

67 I siti SIC contribuiscono in modo significativo a mantenere o ripristinare particolari tipologie di habitat o di specie floristiche o faunistiche, e conservano in modo significativo la biodiversità del sito. In Italia la redazione degli elenchi SIC è stata effettuata dalle regioni e dalle province avvalendosi della consulenza di esperti e di associazioni scientifiche. In Italia risultano censiti più di 2000 siti d’interesse comunitario.

68 Il cariceto è una torbiera nella quale l’associazione floristica vede la prevalenza di piante del genere *Carex*.

### 5.7.3 La morena di Gai

Tipologia	Arco morenico frontale
Ubicazione	Vallata Trevigiana
Estensione	Circa 116 ha
Altitudine	Da 225 m al piede sino a circa 300 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 084030
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Sezione 063150 - Passo di San Boldo, sezione 084030 Tarzo

Durante l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM) la diramazione più occidentale del ramo lapisino del ghiacciaio del Piave si addentrava nella Valle del Soligo, dove riceveva anche alcune trasfluenze glaciali che, provenienti dalla Val Belluna, scavalcavano le colline di Tarzo. Qui, attraverso il varco dove oggi sorge il centro di Tarzo, si espandeva il lobo più grande, che alimentava il bacino del Monticano. Sulla sella sono presenti oggi depositi morenici sparsi e piccoli cordoni mal conservati.

La fronte principale occupava la valle per circa quattro chilometri a occidente dei laghi di Revine e si arrestava in corrispondenza dell'attuale morena di Gai, dove veniva probabilmente ulteriormente alimentata da una trasfluenza glaciale dal Vallone Bellunese attraverso il



Figura 63 – Rappresentazione tridimensionale della carta geomorfologica nell'intorno della morena di Gai. I simboli di color ciclamino su campo bianco indicano i depositi morenici.



Figura 64 – Panoramica della valle del Soligo in località Gai (Cison di Valmarino) in cui è visibile l'omonimo abitato sorto sul fianco occidentale della morena che taglia quasi interamente il fondovalle. [Foto di Diego Salvador]

Passo di San Boldo (701 m). Sporadicamente tale ramo veniva incrementato anche da altre piccole lingue glaciali provenienti dalla Val Belluna attraverso il Passo di Praderadego (910 m) e il Passo della Scaletta (905 m).

Il cordone morenico di Gai è una delle più interessanti testimonianze della massima avanzata della lingua glaciale. Il cordone si dispone obliquamente all'asse della valle, radicandosi sul fianco sinistro. La sua forma planimetrica sembra risentire del contributo di una lingua secondaria che doveva fluire attraverso la Valle del Tovena allargando la fronte allo sbocco nell'ampio fondovalle. L'arco morenico segue il piede dell'attuale cono alluvionale che pone il suo apice nell'abitato di Tovena.

La morena va rastremandosi progressivamente verso la destra idrografica dove si interrompe in corrispondenza dell'antica fuoriuscita dello scaricatore glaciale. Altri depositi glaciali si appoggiano al piede del versante settentrionale, mentre a valle dell'argine morenico di Gai si osservano uno, o forse due, cordoni morenici, mal conservati, originatisi durante fasi di avanzata precedenti la formazione della morena di Gai (morena di Contrada Selve).

Tra le due morene si conserva un deposito terrazzato che può essere interpretato come un lembo residuale del *sandur* proglaciale oppure come un deposito di contatto glaciale (definito in geomorfologia come *kame*). Si tratta in genere di sedimenti lacustri stratificati depositi al fondo di laghi che tendevano a formarsi tra l'arco frontale e la lingua glaciale in ritiro. Anche sul lato interno della morena principale di Gai si osservano depositi terrazzati che potrebbero essere attribuiti alla formazione di terrazzi di *kame*.



Figura 65 – La morena di Gai (Cison di Valmarino), in cui è evidente, grazie alla vegetazione arborea ancora presente, l'andamento falciforme del rilievo che si stacca dal fianco sinistro della valle del Soligo. [Foto di Andrea Zanardo]

## La morena di Gai

Gai è il piccolo paese sopra l'argine di un antico ghiacciaio ma, nonostante l'origine completamente diversa, la sua forma sembra la gemmazione della dorsale posta immediatamente a sud, da cui pare staccarsi gradualmente. Questa dorsale è l'ultima delle "corde parallele", i colli subalpini del trevigiano; il loro paesaggio, a sipari successivi, sortisce l'effetto di un continuo spartito musicale, in forza della dominante coltura della vite. Le case sparse, o in rade contrade, e l'alternarsi di piccoli boschi completa il quadro. Il cedere il passo all'imponenza delle Prealpi è anticipato dalla Val Lapisina, larga abbastanza da ospitare cinque laghi scendendo dalla sella di Fadalto: e dopo gli ultimi, quelli di Revine, la morena di Gai interrompe la monotonia del piano. Forse il più fedele e autentico testimone di questo paesaggio rimane Andrea Zanzotto, che seppe scrutare, al di là delle apparenze, la delicata coesistenza di umanità e natura. Ecco come ci presenta la sua amata contrada:



Figura 66 – La Val Lapisina con i laghi di Revine, La foto aerea dei primi anni '60 evidenzia i colli subalpini monoclinali, l'ampia valle glaciale e le Prealpi. Al di là del solco glaciale il Cansiglio all'ombra delle nuvole. [FAST, Treviso, fondo Borlui, Bor 95]

“ [...] sta, a picco, su ciò che di per sé sprofonda ”  
nella propria sovrana potenza  
(potenza intesa come spessore del ghiaccio  
in una valle ampia, fatta a U  
ghiaccio mai sciolto, nonostante il parere dei più) [...]

Zanzotto A. (1986) – La contrada. Zauberkraft. In: Idioma. Mondadori, Milano.

La morfologia glaciale della valle diventa morfologia mentale, sensazione psicologica, in un legame non prescindibile, se non a costo di pesanti destrutturazioni. Un ghiaccio mai sciolto, come un sigillo icastico e legittimante, non visibile eppure così certo nei segni della valle: le morene, i laghi, le frane postglaciali, da *sostegno manco*, citazione di Dante entrata nel lessico dei geomorfologi.

### 5.7.4 La frana di Fadalto

Tipologia	Frana postglaciale
Nome del sito	Frana di Fadalto
Ubicazione	Val Lapisina
Estensione	Circa 114 ha in provincia di Treviso
Altitudine	Circa 580 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 064090
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000: sezione 063120 - Nevegal, sezione 064090 Fadalto

#### Le grandi frane postglaciali

In corrispondenza del Pian di Vedoia, allo sbocco del Canale del Piave nel Vallone Bellunese, il Fiume Piave si dirige a sudovest in direzione di Feltre, abbandonando la direttrice meridionale che lo porterebbe al Lago di Santa Croce e alla Val Lapisina.

La Val Lapisina e la Vallata del Soligo, la cui continuità è interrotta da un alto topografico in corrispondenza di Revine, rappresentano un unico truogolo glaciale che, partendo dalla Sella di Fadalto (489 m), con una blanda curvatura, si dispone parallelo al Vallone Bellunese e alla dorsale che dalle Pianezze arriva al Col Visentin.

La genesi del sistema Val Lapisina-Vallata è fortemente connessa alla struttura geologica e alla tettonica della catena delle Prealpi, dell'Altopiano del Cansiglio e delle colline subalpine con i tipici rilievi a *hogback*. La Val Lapisina si allinea per lo più lungo una struttura tettonica importante (la faglia Longhere-Fadalto-Longarone). Il preesistente solco strutturale ha guidato il flusso glaciale del Piave, proveniente dalle Alpi, durante le precedenti glaciazioni, mentre tra i principali agenti modellatori del rilievo, responsabili dell'ampliamento e dell'approfondimento del fondovalle, riconosciamo, oltre al ghiacciaio, anche l'azione fluviale e i fenomeni gravitativi.

Se la storia della Val Lapisina può considerarsi intimamente connessa alla presenza dei ghiacciai, ancor di più si può affermare che essa sia legata al loro ritiro nel periodo post-glaciale. L'arretramento del ghiacciaio all'interno del Canale del Piave si realizzò in almeno tre fasi, che sono state ben documentate nel Vallone Bellunese attraverso gli studi di Pellegrini<sup>69</sup> condotti sulle morene laterali che ancora si conservano sui fianchi della valle, sui terrazzi di *kame* e sui piccoli apparati ancora esistenti. L'arretramento fu relativamente rapido: la prima fase di ritiro è datata attorno ai 19.500 anni fa, ma già prima di 16.000 anni fa (secondo i depositi fluviali di Sedico e

69 Pellegrini G.B. (2018) – Geomorfologia del territorio bellunese negli scritti di Giovanni Battista Pellegrini. Fondazione G. Angelini con Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Grafiche Erredici, Padova.

la sequenza di sedimenti lacustri di Modolo<sup>70</sup>) il ghiacciaio era già completamente scomparso dal Vallone Bellunese e dalla Val Lapisina.

In tutte le Alpi il ritiro dei ghiacciai determinò il verificarsi di frane di grandi dimensioni a causa del rilascio tensionale delle pareti rocciose, non più sorrette dalla controspinta della massa glaciale che per migliaia d'anni aveva saldamente occupato le valli. Il settore prealpino non fu esente da tali fenomeni: si registrò infatti la caduta di grandi frane dai fianchi del Vallone Bellunese, della Valle di Santa Croce, della Val Lapisina e del Canale di Quero<sup>71</sup> con conseguenze importanti sulla paleoidrografia dell'intero settore prealpino. Due di queste, in particolare, la Frana di Marziai e quella di Fadalto, ebbero l'effetto di sbarrare il corso del Piave interrompendo il trasporto solido fluviale e favorendo pertanto la formazione di spessi depositi lacustri, fluviali e gravitativi che si accumularono a monte dell'ostruzione, non essendo più liberi di procedere nel loro percorso verso la pianura. Tutte le frane hanno avuto luogo all'incirca tra i 15.000 e i 17.000 anni fa. Nel caso delle Masiere di Vedana e del Fadalto, i fenomeni di crollo si sono protratti nell'Olocene.

La frana di Fadalto è all'origine della formazione del Lago di Santa Croce ed è responsabile della deviazione del Fiume Piave nel Vallone Bellunese<sup>72</sup>. La Frana di Marziai causò a sua volta la nascita di un enorme lago nella Val Belluna, il quale raggiunse al suo massimo la lunghezza di circa 20 km.

Alla fase di sedimentazione seguì nel Vallone una fase di incisione a opera del Piave con la formazione di almeno sei terrazzi fluviali, dei quali il più antico risale a circa 9000 anni fa.

## La Val Lapisina

La Val Lapisina è compresa tra i contrafforti del versante orientale delle Prealpi Trevigiane e le propaggini occidentali del Massiccio del Cansiglio; essa mostra versanti assai ripidi, che si sviluppano su dislivelli superiori al chilometro. Il profilo trasversale è arrotondato, anche se i fenomeni postglaciali, dati da numerose frane e dall'azione erosiva del Fiume Meschio e degli altri modestissimi corsi d'acqua, ne hanno modificato in corrispondenza del fondovalle il tipico profilo a "U". Oltre ai depositi di frana e alle falde detritiche, la Val Lapisina presenta anche depositi glaciali sparsi, spesso poco distinguibili dai depositi fluviali.

Dal punto di vista idrografico, degni di nota sono i tre laghi che occupano il fondo di altrettante depressioni allungate nella stessa direzione della valle, interpretate come conche di sovraescavazione prodotte dal ghiacciaio del Piave durante l'ultima glaciazione. I laghi sono sfruttati per scopi idroelettrici e fanno parte del grande sistema idroelettrico del Piave-Boite-

70 Carton A., Bondesan A., Fontana A., Meneghel M., Miola A., Mozzi P., Primon S., Surian N. (2009) – Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River system (Northeastern Italy) since the Last Glacial Maximum. *Géomorphologie*, 3, 155-174; Pellegrini G.B., Zambrano R. (1979) – Il corso del Piave a Ponte nelle Alpi nel Quaternario, *Studi Trentini di Scienze Naturali*, 56, 69-100.

71 Pellegrini G.B., Surian N., Urbinati C. (2004) – Dating and explanation of Late Glacial - Holocene landslides: a case study from the Southern Alps, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 48 (2), 245-258; Pellegrini G.B., Surian N., Albanese D., Degli Alessandrini A., Zambrano R. (2004) – Le grandi frane pleistoceniche di Marziai e dei Collesei di Anzù e loro effetti sull'evoluzione geomorfologica e paleo idrografica della Valle del Piave nel Canale di Quero (Prealpi Venete). *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 81, 87-104; Pellegrini G.B., Surian N., Albanese D. (2006) – Landslide activity in response to alpine deglaciation: the case of the Belluno Prealps (Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29, 2006, 185-196; Pellegrini G.B. (2018), *ibidem*. Si ricordano anche le frane della Valle di Santa Croce (lungo l'attuale statale Alemagna, km 35-36), di Cadola, del Dolada, della Madonna di Parè, delle Masiere di Vedana e altre minori.

72 Le vicende evolutive relative al tracciato del Piave a Ponte nelle Alpi sono in realtà particolarmente complesse. Si rimanda a Pellegrini (2018) per i relativi approfondimenti.

Maè-Vajont che versa parte delle proprie acque nel Livenza.

Dopo aver lasciato a monte il grande Lago di Santa Croce, in territorio bellunese, si incontra il Lago Morto (274 m; lungo circa 1,7 km, largo 600 m, profondo una cinquantina di metri), il lago artificiale del Restello (177 m) e quindi lo stretto Lago di Negrisiola che riceve le acque del Meschio. Quest'ultimo, che rappresenta il corso d'acqua più importante della valle, nasce da una risorgenza carsica situata sul fianco del Col Visentin. Emissario del Negrisiola, incide i depositi di fondovalle e attraversata la gola di Serravalle, sfocia in pianura per confluire nel Livenza.

### La Frana di Fadalto

La frana di Fadalto è il risultato di più eventi di crollo dal versante del Cansiglio che hanno formato un imponente accumulo sul fondovalle in grado di interrompere il corso del Piave e di creare un grande lago di sbarramento per frana, il Lago di Santa Croce. Il grande deposito di frana supera i 500 metri di quota e segna il confine tra le province di Treviso e di Belluno. Separa inoltre la Valle di Santa Croce a nord dalla Val Lapisina a sud.

Oggi la frana è attraversata dalle gallerie autostradali dell'A27 e della ferrovia, mentre può essere superata percorrendo la Sella di Fadalto (489 m), un valico stretto tra il Monte Favaghera (1611 m) sul versante orientale e i pendii che delimitano il Cansiglio sul versante occidentale. Dal punto di vista idrografico l'accumulo di frana rappresenta lo spartiacque superficiale fra i bacini del Fiume Piave e del Livenza.

Sul fianco orientale della valle, per la maggior parte in territorio trevigiano, una enorme nicchia di distacco, lunga più di 5 chilometri e alta 400 m, dalla tipica forma semilunata, intacca la parete in Calcere del Fadalto del Monte Millifret, dando conto dei ripetuti fenomeni di crollo che hanno coinvolto il versante, l'ultimo dei quali si è verificato nel 2017, interessando un'area di una decina di ettari.

Sono stati individuati sulla parete sistemi di fratturazione che si intersecano tra loro causando una rete di fratture in grado di suddividere la roccia in blocchi di varie dimensioni; assieme alla giacitura degli strati a "franapoggio" (termine che indica gli strati rocciosi inclinati verso valle) queste condizioni hanno favorito la caduta delle frane.

La frana si presenta sotto forma di un grande accumulo complesso, con dossi e depressioni, in parte modificato dall'attività estrattiva (in particolare la grande cava per inerti che si trova in sinistra idrografica, appena oltre il confine provinciale).

Altri accumuli si accavallano ai piedi del pendio dal quale si sono manifestati i distacchi

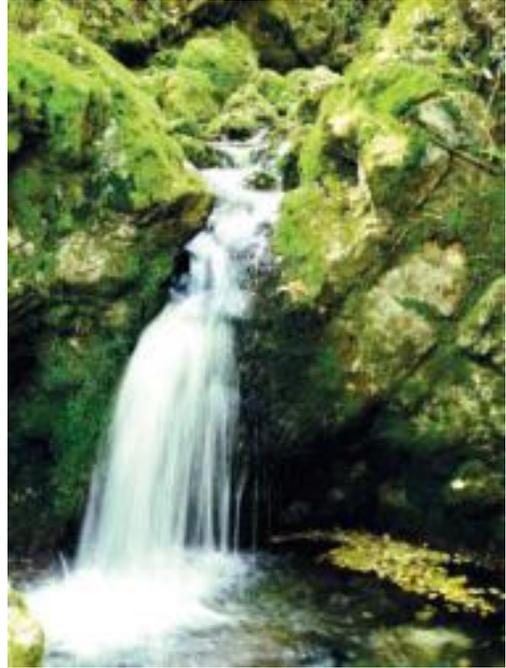


Figura 67 – Il Meschio ripreso immediatamente a valle della sorgente di Savassa Alta, in comune di Vittorio Veneto. [Foto di Simone Busoni]

e sormontano in parte l'antico corpo di frana pleistocenico costituito da macereti calcarei di massi e materiale grossolano. Pellegrini<sup>73</sup> distingue tre unità di frana: Col Brustolade-Col delle Vi; Col dei Masarei e la frana di Sasso per un volume totale di circa 120-135 milioni di m<sup>3</sup> di detrito. La frana occupa un'area di circa 3,5 km<sup>2</sup>, arrivando alla quota massima di 587 m a Col dei Masarei e circa 580 m sui fianchi del versante opposto alla nicchia di distacco.

L'età dei diversi fenomeni di frana non è nota con precisione, anche se i molti studi condotti hanno permesso di datare al Carbonio 14 legni e materiale organico ritrovato negli scavi, stabilendo una successione di eventi che si è protratta dal Tardoglaciale a oggi con modalità di movimento diverse (crolli, *rock avalanches*, movimenti rotazionali e colate detritiche), in almeno un caso anche connessa con i sismi che periodicamente interessano il settore prealpino.

Come dimostrano anche gli eventi recenti, si può ritenere che la frana sia attiva, anche se l'entità dei fenomeni in atto non è rapportabile ai grandiosi crolli del passato, trattandosi principalmente di colate di detrito.

Il sito "Col Masarei Fadalto" è catalogato nella Rete Natura 2000 con il codice TV020.

73 Pellegrini G. B. (2018), Geomorfologia del territorio bellunese..., op. cit.

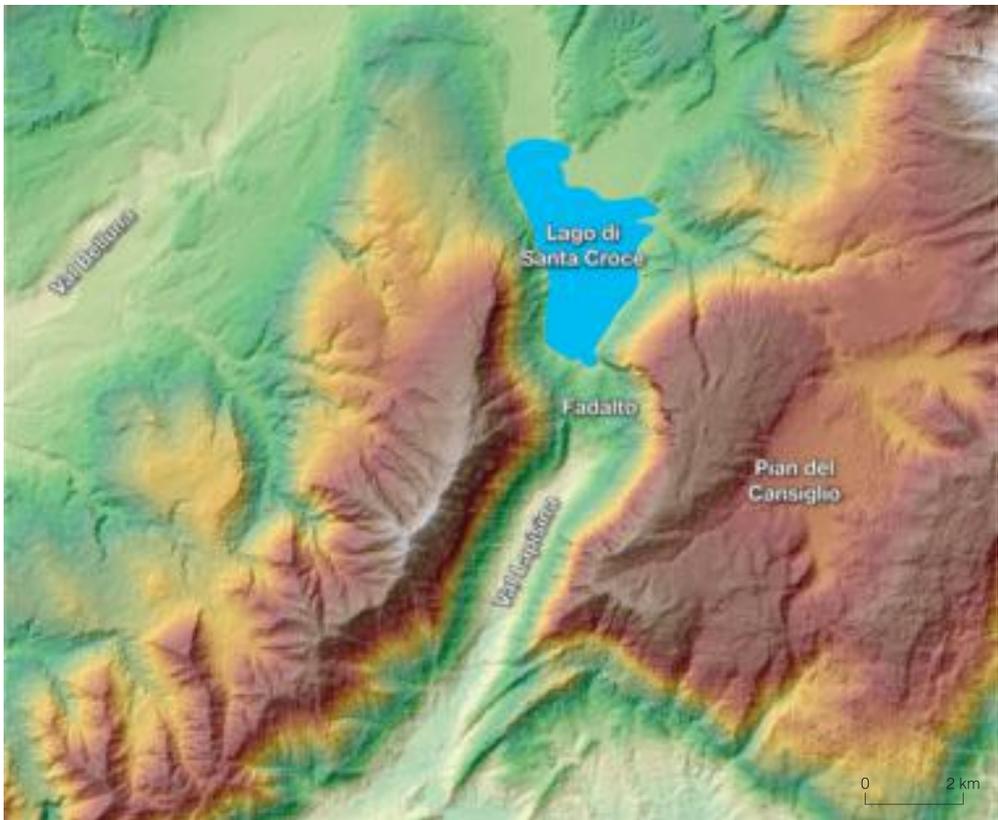


Figura 68 – Il modello digitale della Val Lapisina mostra come il crollo della frana di Fadalto abbia potuto generare il Lago di Santa Croce. È evidente in sinistra idrografica l'ampia nicchia di distacco. [Lidar OGS-TV 2007, elaborazione di Chiara Levorato]

## Il Passo di Fadalto

Il Passo di Fadalto è via d'accesso storica tra il bellunese e il trevigiano, anche via di transumanza delle greggi, e ha fatto fiorire una serie di luoghi e attività lentamente formatesi nel corso degli anni. I cambiamenti dell'industrializzazione e del turismo di massa sono forse stati sopportati meglio da questo ambiente rispetto alla sofferta costruzione infrastrutturale della autostrada A27. Matteo Melchiorre così riporta in un suo romanzo una possibile testimonianza raccontata da un abitante di questi luoghi, casualmente incontrato in treno:

“ [...] una volta, per andare da Belluno alla pianura, si passava attraverso il Fadalto, scendendo un Passo agevole tra borgate e paesi. Borgate e paesi vivevano degnamente del traffico che scendeva o risaliva il Passo. Bar, negozi, artigiani, scuole e via dicendo. ”

Una contraddizione irrisolvibile, l'accelerazione del traffico che separa i luoghi minori isolandoli irrimediabilmente da una già marginale economia. Continua il racconto:



Figura 69 – La centrale di Fadalto intorno agli anni Trenta del secolo scorso. Si nota il corpo di frana che ha riempito la valle. [FAST, Treviso, Fondo Marino, MAR 121]

“ [...] hanno sollevato la strada dal Passo, e l’hanno innalzata in cima a un viadotto, alto, diceva il signore in treno, centinaia di metri. Le macchine, adesso, transitano in aria e i paesi del Fadalto, pian piano, privati del traffico di passaggio, sono morti. ”

Al di là di considerazioni economiche, sociali o paesaggistiche che un’infrastruttura tanto imponente produce, il racconto del viaggiatore si conclude con una malinconica osservazione, a suggello, quasi, dell’inevitabile abbandono della valle:

“ Chi è rimasto a vivere sul Fadalto [...] si trova addirittura, adesso, le immondizie nei cortili e sui tetti: lattine, sigarette, bottiglie e sacchi, gettati sui paesi dal cielo, dal punto in cui il cielo è attraversato dall’autostrada. ”

Melchiorre M. (2011) – *La banda della superstrada Fenadora - Anzù (con vaneggiamenti sovversivi)*, Laterza, Bari.



Figura 70 – Splendida foto di fine ‘800 scattata da Giuseppe Ferretto, dell’omonima ditta fotografica di Treviso. Il paesaggio poco antropizzato e poco vegetato mette in luce le forme dell’accumulo di frana e di parte della nicchia di distacco. [Biblioteca Comunale di Treviso, FF5297]

### 5.7.5 Il Passo di San Boldo

Tipologia	Sella di transfluenza glaciale
Nome del sito	Passo di San Boldo
Ubicazione	Località Sant'Antonio Tortal, Province di Treviso e Belluno
Estensione	Circa 38 ha, lunghezza 3 km
Altitudine	Circa 706 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 063150
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000: sezione 063150 - Passo di San Boldo, sezione 084030 Tarzo

Il Passo di San Boldo (706 m) è una sella di transfluenza glaciale collocata in corrispondenza del confine provinciale, lungo la culminazione dell'anticlinale a fianchi asimmetrici della catena prealpina che forma la cresta che corre dal Monte Cesen al Col Visentin. Lo stretto passo prealpino si colloca tra il Col de Moi (1358 m) e il Monte Cimone (1290 m). Altre selle di maggior importanza si aprono lungo la dorsale sul Passo di Praderadego (910 m) e il Pian de le Femene (1128 m). Come tutti i valichi, anche il Passo di San Boldo, nonostante le pendenze particolarmente elevate della strada provinciale, riveste una grande importanza come via di comunicazione che collega il territorio bellunese con la Vallata, da Sant'Antonio Tortal a Tovena.

Le litologie affioranti nell'area in esame sono essenzialmente rocce carbonatiche mesozoiche, correlabili all'area di transizione tra la Piattaforma Trentina e il Bacino di Belluno<sup>74</sup>. Le unità litostratigrafiche presentano infatti caratteri ascrivibili alle due regioni paleogeografiche, con tipiche litofacies di transizione, spesso dolomitizzate.

I versanti delle Prealpi Trevigiane rivolti a sud presentano pendenze molto accentuate, mediamente superiori ai 30°, con valori locali anche molto elevati, fino a diventare subverticali in corrispondenza delle scarpate strutturali, una delle quali si affaccia sul Passo di San Boldo.

A est della sella si conserva un pozzo carsico del diametro di circa otto metri, profondo una trentina, sospeso per circa 300 metri sulla parte rocciosa, che appare alla vista dei frequentatori della strada provinciale in corrispondenza del tornante numero 8. È noto localmente con lo scatologico toponimo di "El Cagador de Orlando", con un diretto richiamo alle vicende dell'Orlando Furioso. Secondo la leggenda, l'ululato del vento che attraversa la valle è da attribuire alle funzioni fisiologiche del celebre paladino che userebbe il colatoio per le proprie necessità. Il mito, evidentemente nato in età moderna, trova forse la sua origine nelle reminiscenze, anche queste leggendarie, di un possibile attraversamento del valico da parte dei Franchi nel 776 d.C., quando fu sedata la rivolta del longobardo Rotgaudo, ultimo duca del Friuli.

74 Bosellini A., Masetti D., Sarti M. (1981) – A Jurassic "Tongue of the ocean" infilled with oolitic sands: the Belluno trough, Venetian Alps, Italy. *Marine Geology*, 44, 59- 95.

## Cenni storici

La frequentazione dell'impervio valico risale a tempi remoti. Fraccaro (1939) ipotizza che facesse parte dell'itinerario della Via Claudia Augusta, ma non è tra le teorie più accreditate; si conservano oggi i resti di una torre di guardia trecentesca costruita durante la dominazione dei Carraresi, costruita su uno sperone roccioso strapiombante sul Torrente Gravon.

Nel Medioevo era sede di una dogana, la *Muda di San Boldo*, dove avveniva il pagamento dei dazi sulle merci di passaggio (vino, biade, frutta, sale) e, in quanto zona di confine, era presidiata militarmente. Per lungo tempo costituì un importante collegamento tra l'alto trevigiano e la Val Belluna, percorso da pellegrini, mercanti e soldati, e via di transumanza. Era inoltre la scorciatoia di ritorno degli zattieri che col loro legname scendevano il Piave dal Cadore sino a giungere a Venezia. Evitavano in questo modo i lunghi aggiramenti dal Canale di Quero o dalla Sella di Fadalto.

## La Strada dei 100 giorni

Durante l'Ottocento furono allestiti diversi progetti di costruzione di una nuova carrozzabile in sostituzione dello scosceso sentiero che conduceva al passo. L'attuale strada venne finalmente iniziata nel 1914 dall'Ing. Giuseppe Carpené del Genio Civile, impiegando circa 500 operai ingaggiati tra i molti disoccupati della valle. A ridosso della Prima Guerra Mondiale vi era stata infatti un'ondata di rientro degli emigranti espulsi dall'Austria-Ungheria e dalla Germania, solitamente impiegati oltre frontiera nei lavori stagionali.

Il 4 gennaio 1916 il primo stralcio della strada, che ricalcava il tracciato della vecchia mulattiera, era in pratica completato, grazie anche al contributo del Genio Militare della IV Armata. Tuttavia, di fronte alle pareti rocciose che affiorano alla sommità, lo "Scalón del San Boldo", e con l'incalzare della guerra scoppiata quasi un anno prima, i lavori si arrestarono. Furono ripresi dagli austro-ungarici durante l'occupazione della sinistra Piave conseguente alla rotta di Caporetto e completati tra la fine di gennaio del 1918 e la metà di giugno dello stesso anno.

La carenza di operai specializzati e delle necessarie dotazioni tecniche rallentò l'inizio dei lavori. Provvide il comando della VI Armata, il quale, in vista dell'avvio della Battaglia del



Figura 71 – La sella del Passo di San Boldo (Cison di Valmarino). Dall'immagine si percepisce il profilo a U della valle oggi percorsa dal Torrente Gravon. [Foto di Simone Busoni]

Soltizio, impose il termine perentorio di tre mesi per la conclusione dell'opera, a partire dal primo marzo. L'obiettivo fu in effetti raggiunto grazie a un enorme sforzo organizzativo e all'impiego massiccio di manovalanza locale che comprendeva 1400 operai, donne, anziani, ragazzi e ragazze, assieme a prigionieri russi, che lavoravano a turno nell'arco delle ventiquattr'ore.

L'ostacolo principale, da molti considerato insormontabile, erano gli ultimi cento metri di parete rocciosa strapiombante. Per ottenere una pendenza costante del 10%, tale da consentire il passaggio dei grossi traini di artiglieria, era necessario uno sviluppo stradale di 800 m con adeguati raggi di curvatura dei tornanti. Il problema fu risolto dal Tenente Colonnello Nikolaus Waldmann della VI armata austro-ungarica realizzando una serie di tornanti in galleria.

Oltre il passo, grazie anche a pendenze più favorevoli e alla presenza di una mulattiera carreggiabile, furono realizzate una serie di altre opere, tra le quali diversi muraglioni di contenimento e il ponte sull'Ardo, per raggiungere Sant'Antonio Tortal e quindi Trichiana. Al termine dell'impresa furono impiegati in totale 7000 operai. La nuova via consentiva ora un più agevole trasferimento di pezzi d'artiglieria pesante, truppe e vettovaglie dalla Valbelluna al fronte del medio Piave.

Oggi la Strada provinciale 635 del Passo di San Boldo è meta di migliaia di ciclisti che si cimentano nella faticosa scalata dei 18 tornanti fino alla cima.

Il "Passo di San Boldo" risulta Zona SIC, codice IT3230026 e parte della zona ZPS con codice IT3240024 "Dorsale prealpina tra Valdobbiadene e Serravalle".



Figura 72 – La “strada dei 100 giorni” nel tratto terminale in prossimità del Passo di San Boldo (Cison di Valmarino), con i caratteristici tornanti in galleria, resi necessari per superare la parete rocciosa caratterizzata da una gola molto stretta. [Foto di Andrea Zanardo]

## Il Passo di San Boldo

La catena prealpina Trevigiana si alza come ripido baluardo a porre confini naturali col retrostante bacino bellunese. Data la sua lunghezza, i rari abbassamenti della dorsale - Passo Praderadego e Passo San Boldo - divennero passaggi strategici.

La differenza morfologica dei due accessi è considerevole, specie sul lato trevigiano, dove la roccia, in parte domata dai ghiacciai, crea giù dal San Boldo, un ambiente ostico eppure molto suggestivo. Così mirabilmente appare anche in questa lirica di Luciano Cecchinel, dal titolo significativo di “*Viaggio*” (viaggio), in cui la sella e la forra del San Boldo richiamano la maestosa e inquietante figura di fredda cattedrale:

“ [...]Scaje e pirolòt de jaž  
fa mili man de strighe  
ðe entro ðe noi e par ðe fòra  
su par i crepói e le cròðe  
ðe la cataðral de San Bòlt[...]

“ [...]Schegge e stalattiti di ghiaccio  
come mille mani di streghe  
dentro di noi e qua fuori  
su per i grandi dirupi e le rocce  
della cattedrale di San Boldo[...]

Cecchinel L. (1999) – Al tràgol jért. L’erta strada da strascino. All’insegna del pesce d’oro. Scheiwiller, Milano.



Figura 73 – Il conoide dove sorge Toveina e, alle spalle, la stretta valle che sale al Passo di San Boldo (FAST, Treviso. Fondo Borlui, BOR 403). 1960 circa.



# Terre d'acqua

## 6.1 L'Uomo e le acque

La morfologia del territorio della provincia di Treviso è stata fortemente condizionata dalla presenza di fiumi e corsi d'acqua, che ne hanno inciso le valli e attraversato le pianure, le stesse che migliaia di anni prima avevano già concorso in larga misura a formare. In questo contesto, definito da Susmel come “territorio anfibio”, proprio a sottolineare il ruolo fondamentale delle sue acque, si è, infine, insediato l'uomo<sup>75</sup>.

Il rapporto tra l'uomo e l'acqua, tuttavia, si è profondamente modificato nel corso del tempo. Nel Neolitico l'uomo si era limitato a ridotte e sporadiche trasformazioni dell'ambiente, conseguenza del nomadismo che caratterizzava le popolazioni dell'epoca. In seguito, con i primi insediamenti stanziali dei Paleoveneti, iniziò quel processo di manipolazione del territorio che divenne via via più invasivo sino alla situazione che possiamo osservare oggi.

Su questi nuclei Paleoveneti si sovrapporrà, in epoca romana, il tracciato delle centuriazioni, creando il primo vero paesaggio antropico veneto articolato in campi coltivati con strade e ponti che progressivamente sostituirono i boschi planiziali dei quali gli ultimi testimoni sono i boschi di Cessalto e Gaiarine.

La Serenissima avviò la seconda importante e diffusa opera di trasformazione idraulica del territorio con l'intento di salvaguardare la laguna veneta dall'interramento e di “governare le acque” per fini commerciali e di protezione dalle alluvioni.

Superata la parentesi delle invasioni barbariche che misero fine all'Impero Romano, con lo sviluppo della Repubblica di Venezia iniziò una nuova fase nel rapporto tra l'Uomo e l'acqua; la necessità di salvaguardare la laguna veneta dall'altrimenti inesorabile interrimento dovuto ai sedimenti trasportati dai fiumi che lì sfociavano, diede l'inizio a una serie di giganteschi interventi e opere idrauliche.

Verso la fine dell'Ottocento, a seguito della rivoluzione industriale, l'acqua si trasformò in forza elettromotrice e venne utilizzata per alimentare gli opifici che cominciarono a insediarsi nelle valli alpine e nell'area pedemontana, mentre nella pianura si stava sviluppando un'agricoltura intensiva volta sempre più alla produzione. Già nel decennio giolittiano, con la legge del 10 agosto 1884 sulle derivazioni di acque pubbliche, era iniziata l'età delle grandi

---

75 Susmel L. (1994) – I rovereti di pianura della Serenissima. Cleup, Padova.

compagnie idroelettriche. Tra queste la veneziana SADE, sorta nel 1905, che ebbe un ruolo importante nella costruzione di diversi impianti nella pedemontana e nelle Prealpi Trevigiane. La grande rivoluzione idroelettrica fu comunque del secondo dopoguerra e interessò pesantemente, anche con risvolti tragici, il Piave, già fonte di approvvigionamento idrico per gli aridi campi ghiaiosi dell'alta pianura. Nella bassa pianura, verso il mare, si completarono le opere di bonifica, già avviate negli anni Venti, che trasformarono malsani acquitrini in terreni coltivabili.

Lo sviluppo disorganizzato degli insediamenti, diretta conseguenza del boom economico, progredì senza una visione che andasse oltre le esigenze dell'immediato, compromettendo il fragile equilibrio che si era creato durante la Repubblica di Venezia. Gli stessi canali che scorrono nel cuore di Treviso sono il simbolo di un'antica simbiosi tra Uomo e acque, poi seppellita e intubata, letteralmente, per far spazio ai metaforici binari della locomotiva del Nordest, fatti di strade, case e aree industriali.

La politica di gestione del territorio, priva di lungimiranza, che si è protratta per diversi decenni, è una tra le principali cause dei danni che oggi subiamo a ogni pioggia un po' più intensa del normale.

## 6.2 Il ciclo dell'acqua

L'acqua, uno dei quattro elementi dei greci antichi, è certamente una delle sostanze più dinamiche della crosta terrestre. Essa è presente ovunque e in tutti gli stati della materia: evapora dalla superficie, si sposta nell'atmosfera e precipita nuovamente al suolo come liquido o come solido a seconda della stagione, della latitudine e della quota.

L'acqua è accumulata in grandi quantità in mari e oceani e nelle calotte polari, muovendo-

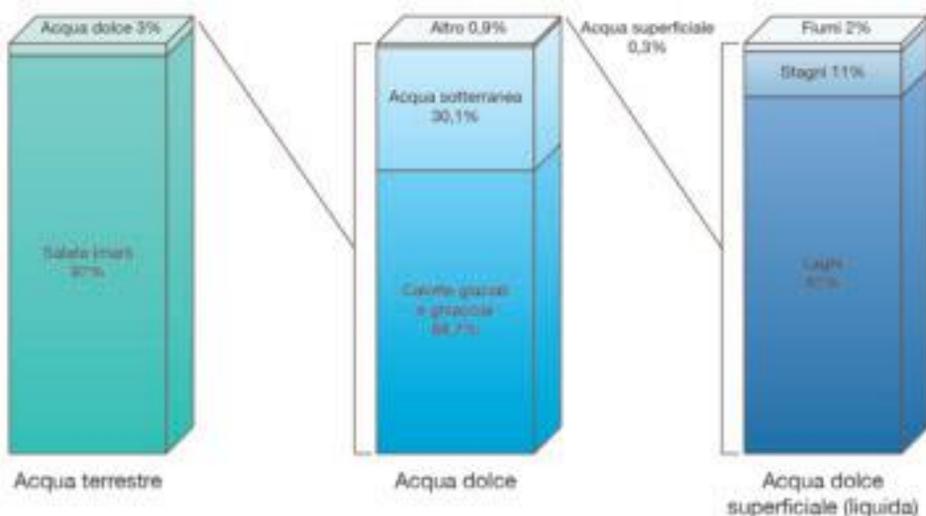


Figura 74 – Distribuzione dell'acqua a scala globale.

dosi ciclicamente sin dalla sua formazione primordiale quasi quattro miliardi di anni fa.

Con l'espressione *ciclo idrologico* si intende, infatti, la successione dei fenomeni di flusso dell'acqua nell'idrosfera, sotto l'effetto della gravità e delle condizioni meteo-climatiche con continue variazioni anche di stato fisico.

Il fattore di controllo del ciclo dell'acqua è l'evaporazione. Il deficit per evaporazione delle masse oceaniche si stima in circa mezzo milione di km<sup>3</sup> all'anno. Il volume d'acqua evaporato è grossomodo lo stesso volume che riprecipita su oceani e continenti e che ritorna progressivamente all'oceano per scorrimento superficiale e sotterraneo. In questo complesso equilibrio dinamico va ovviamente considerato, seppur con peso minore, anche il volume d'acqua di evaporazione dalle zone continentali e quello temporaneamente immagazzinato in fiumi e laghi e nel sottosuolo e non ultimo il volume immobilizzato sotto forma di ghiaccio nelle zone fredde.

Allo stato attuale le riserve di acqua della Terra sono distribuite come evidenziato nella Figura 74. È importante osservare come il deflusso dell'acqua allo stato liquido avvenga per scorrimento superficiale ad alimentare i fiumi e i laghi o per infiltrazione nel sottosuolo, a cui segue un lento movimento prevalentemente orizzontale una volta raggiunta la falda idrica sotterranea. L'acqua sotterranea rappresenta, per la provincia di Treviso, la principale riserva per l'approvvigionamento degli acquedotti delle nostre città.

### 6.3 L'acqua che si nasconde

Una parte dell'acqua che precipita al suolo si infila nel terreno e alimenta le falde. Le più grandi quantità di acqua dolce si trovano, infatti, nel primo sottosuolo, basti pensare che l'acqua sotterranea, a livello globale, costituisce circa il 30% dell'acqua dolce presente sulla Terra, mentre quella superficiale è solo lo 0.3%. In provincia di Treviso la più grande scorta d'acqua sono le falde idriche di pianura, che costituiscono un vero e proprio mare sotto i nostri piedi e che qualcuno ha definito "oro blu".

La pianura trevigiana è costituita da materiali sciolti trascinati a valle dai corsi d'acqua e qui depositati, una volta venuta meno la capacità di trasporto. In particolare, nella zona dell'alta pianura, i materiali sono costituiti da ghiaie e sabbie porose (con spazi vuoti tra i ciottoli e i grani) molto permeabili. In questi spazi vuoti, l'acqua è libera di muoversi.

Nel sottosuolo si distinguono due zone: quella insatura, più superficiale, dove questi pori sono pieni d'aria, in cui l'acqua si muove principalmente in senso verticale; quella satura, dove i pori sono riempiti d'acqua, che in queste condizioni si sposta in direzione prevalentemente orizzontale.

Dal punto di vista idrogeologico il territorio provinciale, che comprende formazioni geologiche di età dal Mesozoico al Quaternario, può essere suddiviso in fasce omogenee con andamento circa sudovest-nordest.

La fascia settentrionale è costituita dai rilievi prealpini e collinari in cui prevalgono litotipi rocciosi a componente carbonatica (calcari e calcari dolomitizzati, conglomerati a ciottoli e matrice carbonatica), all'interno dei quali la circolazione idrica avviene nelle discontinuità della roccia sviluppate soprattutto in conseguenza della fratturazione tettonica e della dissoluzione carsica.

La presenza di cavità ipogee giustifica l'esigua idrografia superficiale; l'acqua, infatti, ha



Figura 75 – Le tracce più scure attraversano i fondi agricoli nei pressi dell’abitato di Mignagola, evidenziando la presenza di paleoalvei dall’andamento sinuoso. [Google Earth (2019)]

la possibilità di infiltrarsi rapidamente nel sottosuolo, dando luogo a una complessa rete di condotti che possono anche diventare dei veri e propri fiumi sotterranei.

Nei massicci più interessati dal fenomeno carsico, la dissoluzione può spingersi sino a raggiungere rocce scarsamente solubili, che ne bloccano l’ulteriore approfondimento costituendo il cosiddetto *livello di base*, zona in cui il movimento dell’acqua assume una componente essenzialmente orizzontale che la porterà a sfociare nelle sorgenti carsiche. Alcune di queste sorgenti originano corsi d’acqua anche importanti (per esempio il Meschio e il Livenza), altre alimentano direttamente, senza mai venire a giorno, gli acquiferi di pianura.

Le acque che fluiscono nei sistemi carsici, pur essendo quantitativamente rilevanti, non sono talora utilizzate, stante la loro elevata vulnerabilità agli agenti inquinanti che dalla superficie possono rapidamente interessare ampie porzioni di questi particolari acquiferi. Nell’ambito del territorio provinciale ricadono, seppur parzialmente, due tra i principali acquiferi carsici del Veneto: il Massiccio del Monte Grappa e l’Altopiano del Cansiglio.

Più a sud dei rilievi collinari si trova la pianura trevigiana costituita per divagazione dei fiumi (come oggi si può desumere dall’osservazione dei numerosi paleoalvei) che hanno “costruito” i caratteristici sistemi sedimentari a ventaglio, chiamati conoidi alluvionali (in inglese: *fan*) o, date le loro dimensioni, *megafan*.

I vari megafan si sono formati grazie al notevole trasporto solido che ciclicamente caratterizzava i diversi fiumi e torrenti durante le fasi glaciali. La forza della corrente operava un’intensa azione erosiva nei confronti degli apparati morenici dei ghiacciai in ritiro, fornendo il materiale che la corrente trasportava sino allo sbocco in pianura, dove la capacità di trasporto

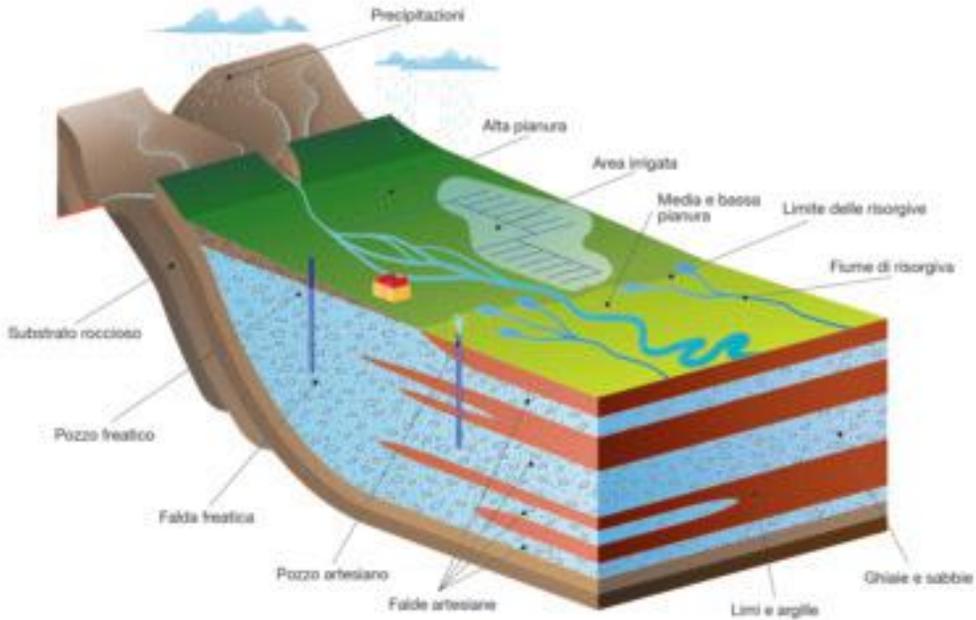


Figura 76 – Diagramma a blocco raffigurante la sezione trasversale schematica all'alta e media pianura trevigiana. [Elaborazione di Aldino Bondesan]

diminuiva drasticamente e poteva così iniziare la fase di deposizione<sup>76</sup>.

Un conoide alluvionale si presenta, in modo schematico, con un apice formato da materiali ghiaiosi a cui si sostituiscono, procedendo verso il mare, frazioni via via più fini come sabbie, limi e infine argille. Questi ultimi, in prossimità della costa, si alternano con depositi marini originati dalle trasgressioni marine<sup>77</sup> succedutesi nel tempo. Questa differenziazione nella granulometria dei sedimenti di ciascun megafan si riflette marcatamente sulle caratteristiche idrogeologiche e permette di individuare tre zone tra loro ben diversificate.

La zona più a ridosso del rilievo, dove i megafan sono interdigitati e sovrapposti, viene definita *alta pianura*. Si tratta di un settore in cui prevalgono i depositi ghiaiosi e anche frazioni ancora più grossolane come i blocchi. Da un punto di vista idrogeologico è una delle zone di ricarica degli acquiferi in cui l'infiltrazione delle acque dalla superficie al sottosuolo è favorita dall'elevata permeabilità e per questo l'idrografia minore è praticamente assente e gli stessi fiumi più importanti subiscono una notevole riduzione della portata a causa della dispersione di subalveo. Durante le stagioni poco piovose il greto può essere anche del tutto asciutto. Nel sottosuolo

76 Carton et al., 2009, *Geomorphological evolution and sediment transfer...*, op. cit.

77 Una trasgressione marina è un evento geologico durante il quale il livello del mare si innalza rispetto alla terra e le acque allagano zone in precedenza emerse.

l'acqua, nei primi 300 m di profondità<sup>78</sup>, costituisce un unico acquifero freatico, a pelo libero.

Più a valle vi è la *media pianura* dove i depositi si fanno più fini, prevalendo le ghiaie e le sabbie a cui si intercalano, con maggiore frequenza spostandosi verso sud, livelli limosi e anche argillosi, a bassa permeabilità. L'alternanza verticale di livelli ad alta e bassa permeabilità determina una prima differenziazione dell'acquifero freatico dell'alta pianura, dando origine a un sistema a falde sovrapposte, tipico della *media pianura*, rappresentata dalla porzione più meridionale della pianura trevigiana. Il rallentamento del flusso idrico sotterraneo, determinato dalla presenza di livelli a bassa permeabilità e la conseguente riduzione del volume acqua in grado di fluire nel sottosuolo, crea le condizioni affinché la falda acquifera raggiunga la superficie topografica, portando in emersione l'acqua sotterranea. Il paesaggio diventa così punteggiato da risorgive (o *fontanili*), da cui traggono origine i corsi d'acqua di pianura, come il Sile e i suoi principali tributari (Storga, Melma, Cagnan ecc.).

Nella *bassa pianura* il sottosuolo è invece composto prevalentemente da sedimenti fini e poco permeabili, come argille e limi, alternati a meno frequenti strati di materiali più permeabili come sabbie e sabbie limose. L'acquifero presente nel sottosuolo diventa di tipo artesiano<sup>79</sup>

---

78 Nella perforazione profonda realizzata nel 2013 a Nervesa della Battaglia per l'estrazione di gas, la base delle alluvioni del Piave è stata rinvenuta alla profondità di 275 m (cfr. *Apennine Energy SpA - Pozzo Sant'Andrea 1 Dir*, Relazione geologica finale).

79 La falda artesianiana è una falda acquifera sotterranea in pressione, confinata sopra e sotto da strati impermeabili. Quando la falda viene intercettata da un pozzo, l'acqua tende a risalire naturalmente alla superficie.



Figura 77 – Lo scorrere lento delle acque nel medio corso del Sile rivela l'indole docile del fiume di risorgiva. [Foto di Gianfranco Speranza - Archivio Ente Parco Sile]

essendo composto di una serie di falde confinate e sovrapposte al cui tetto e letto vi sono materiali poco o per nulla permeabili.

La bassa permeabilità dei terreni nella *bassa pianura* ha reso necessari in passato importanti interventi di bonifica idraulica per poter rendere coltivabili e meno malsane queste aree.

In questo ambiente si osserva un radicale cambiamento non solo nelle strutture acquifere presenti in profondità, ma anche nella morfologia dei corsi d'acqua, di cui il Piave rappresenta l'esempio più didascalico; il suo letto, ampio e a canali intrecciati (*braided*) nell'alta pianura, diviene qui monodorsale e assume il caratteristico andamento meandriforme dei fiumi in cui la corrente ha perso l'impeto torrentizio dei tratti a maggior pendenza.

## 6.4 L'acqua in superficie

Il Piave e il Sile sono i due fiumi che più di altri caratterizzano il territorio della provincia di Treviso. Il primo è un grande corso d'acqua alpino che attraversa diagonalmente il territorio provinciale dopo aver aggirato a nord il Montello. Con i suoi ripetuti cambi di percorso, ha modellato, a partire dal Pleistocene, il rilievo e deposto i sedimenti di ampi settori di pianura. Il secondo è il più lungo fiume di risorgiva italiano e il solo fatto che sulle sue sponde sorga il capoluogo, lo assurge a fiume simbolo della pianura trevigiana. Ma la provincia è una terra d'acque ed è necessario menzionare anche il Livenza con i suoi tributari lungo il margine orientale e la ricca serie di affluenti nei bacini del Brenta-Bacchiglione e della Laguna di Venezia.

Il **bacino del Piave** raccoglie le acque della zona prealpina tra il Monte Tomba e il Cesen, convogliando dapprima le acque del Tegero e del Torrente Ornic in sinistra e quindi del Lierza, del Soligo e del Raboso in destra prima di uscire dall'omonimo Quartiere. Il Piave taglia diagonalmente la provincia, da Segusino a Ponte di Piave, ma al suo larghissimo letto a canali intrecciati, a valle di Nervesa, corrisponde un bacino idrografico molto ristretto che raccoglie in sinistra solamente il breve Negrizia che da Cimadolmo scorre parallelo alle Grave di Papadopoli.

A nord-est, Friga e Carron entrano nel **Meschio**, il quale, giunto all'esterno del confine provinciale, versa le proprie acque nel Livenza (ma in parte, attraverso un percorso artificiale le riconduce al Piave). Se si escludono i brevi corsi di risorgiva del Cigana, del Resteggia e del Rasego, che entrano direttamente nell'asta principale, l'altro tributario importante del **bacino del Livenza** è il Monticano. Quest'ultimo, uscito dalle colline di Conegliano, viene alimentato da Crevada e Cervada. Il Livenza per molta parte del proprio percorso diventa linea di confine col Friuli-Venezia Giulia, da dove in effetti sorge, e solo nel suo tratto finale separa un piccolo lembo del bacino del Fiume Lemene, dove scorre il Canale Malgher.

Al confine con la provincia di Venezia, Bidoggia, Grassaga e Piavon divengono dorsali della rete di bonifica del **Basso Piave**. La loro regolazione con tratti spesso rettificati a fini di miglioramento idraulico è attestata fin dall'antichità.

Il **bacino del Sile** occupa un'ampia parte del tratto centro meridionale della provincia. Esso si alimenta lungo il suo percorso fino a Treviso con le acque sotterranee disperse dal Piave e dal reticolo irriguo posto a nord. Raccoglie direttamente le acque del Curogna attraverso la Brentella e, da Treviso a Quarto d'Altino, confluiscono in sinistra il Giavera, il Piavesella e una lunga serie di corsi di risorgiva che si formano poco più nord. In destra, l'unico corso degno di rilievo è il Dosson.

Il piccolo **bacino del Vallio e Meolo** è racchiuso tra Piave e Sile e reca le acque diret-

tamente nella Laguna di Venezia.

Sul lato occidentale il Muson dei Sassi, dopo essersi congiunto col Lastego proveniente dal Grappa, marca il limite col **bacino del Brenta-Bacchiglione**.

Infine, a sud, i fiumi Zero e Dese attraversano un piccolo tratto del **bacino scolante in Laguna di Venezia**. Essi, assieme al Marzenego (che scorre tutto in provincia di Venezia) e al Sile sono i quattro principali fiumi di risorgiva che entravano direttamente in laguna. Questi fiumi sono stati oggetto, sin dai tempi della Serenissima, di opere di canalizzazione per portarli a sfociare direttamente in mare, che solo in parte sono state completate.

## 6.5 Dove nascono i fiumi: le sorgenti

Nel luogo dove l'acqua sotterranea emerge alla superficie si forma una sorgente; vi possono essere modesti stillicidi che si esauriscono in breve tempo dopo le piogge o veri e propri fiumi perenni, quando la portata è di notevole entità.

Nel corso degli anni, le sorgenti sono state classificate in tanti modi in base a caratteristiche chimiche, fisiche, idrauliche o anche genetiche dell'acqua. Dal punto di vista idrogeologico la loro suddivisione dipende dalle modalità con le quali le acque sotterranee emergono alla superficie. Si tratta di classificazioni che non possono essere comunque mai nette dati gli innumerevoli casi presenti in natura.

Nel presente testo si propone una classificazione semplificata, che si ispira alle caratteristi-



Figura 78 – Lungo l'Oasi di Cervara l'incedere lento del fiume cede spazio ad una rigogliosa flora riparia e alle caratteristiche piante acquatiche. [Foto di Gianfranco Speranza - Archivio Ente Parco Sile]

che più comuni delle sorgenti presenti nel territorio provinciale. In quest’ottica, comprendiamo le due ampie categorie delle *sorgenti carsiche* e delle *sorgenti di pianura o risorgive*.

### 6.5.1 L’acqua delle montagne: le sorgenti carsiche

Nella provincia di Treviso il fenomeno carsico è strettamente legato alla natura chimica delle rocce del substrato che spesso sono dei carbonati facilmente aggredibili da acque arricchite in CO<sub>2</sub> atmosferica. Secondo alcuni autori le sorgenti carsiche vanno classificate geneticamente come *sorgenti di fessura in rocce solubili*, tuttavia è forse più indicato classificare la sorgente in base al meccanismo che porta all’esterno le acque. Le principali sorgenti carsiche pedemontane, come quelle di Oliero, del Meschio o del Livenza, si collocano alla base del complesso roccioso entro il quale avviene la circolazione sotterranea ed emergono attraverso un sifone naturale che collega la sorgente alla rete di condotte sotterranee che di fatto ne regolano il regime. È la sorgente *valchiusana*, che deriva il suo nome dalla sorgente di Valchiusa in Francia. Queste sorgenti svolgono la funzione di una sorta di “troppo pieno”, che si attiva quando il livello idraulico del bacino sotterraneo supera la soglia del sifone stesso determinandone il trabocco. Questa modalità di emersione delle acque spiega il regime intermittente e quindi anche perché in determinati periodi la sorgente possa risultare asciutta.

## 6.6 I geositi idrografici

### 6.6.1 Le sorgenti del Meschio (Vittorio Veneto)

Tipologia	Sorgente carsica
Ubicazione	Le tre sorgenti del Fiume Meschio sono situate in località Savassa Alta, Borgo Botteon a San Floriano e in località Negrisiola nel comune di Vittorio Veneto (TV), alle pendici del versante SE del Col Visentin
Altitudine della sorgente	220 m s.l.m. (sorgente di Savassa Alta)
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 063160
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Sezione 063160 - San Floriano

Il Fiume Meschio nasce alle pendici del Col Visentin, in comune di Vittorio Veneto, e sfocia in prossimità di Sacile nelle acque del Fiume Livenza, di cui è un affluente. È un fiume che nel tempo ha rivestito una grande rilevanza locale, in quanto, grazie alla sua notevole portata, lungo il suo corso nacquero i primi insediamenti storici di alcune importanti città della provincia, tra cui

la stessa Vittorio Veneto, e successivamente anche numerose attività artigianali, quali cartiere, lanifici, filande per la lavorazione della seta, e mulini; di molte di queste oggi rimangono solamente le tracce nei manufatti idraulici, come chiuse e derivazioni che servivano a regolare il flusso del fiume, e nei resti di alcuni opifici.

Le sorgenti che alimentano il Fiume Meschio sono tre: oltre alla sorgente carsica principale sita in località Savassa Alta, le altre due si trovano vicino a Borgo Botteon, a San Floriano (fonte che assume l'aspetto di un piccolo specchio d'acqua chiamato Lagusel) e in località Negrisiola, in prossimità del lago omonimo.

La sorgente di Savassa Alta, ha un'acqua di colore turchese ed è caratterizzata da repentine variazioni di portata, anche significative, con pulsazioni a frequenza di alcuni minuti. La temperatura è costante in tutte le stagioni e pari a 11°-12° C. Il percorso sotterraneo fa parte del sistema carsico del Col Visentin. La cavità dalla quale sgorga l'acqua si apre nel calcare di Soccher e inizialmente si sviluppa lungo direzioni di strato nord-sud e più internamente verso nord-nordovest e nordest. Il percorso ipogeo è stato esplorato in più riprese dai gruppi di speleologia subacquea locale, senza riuscirne tuttavia a compiere l'intero percorso a causa del forte flusso idrico.

Le sorgenti di Savassa e Negrisiola hanno entrambe portate di alcune centinaia di litri al secondo e per questo vengono parzialmente captate per alimentare la rete acquedottistica di questa parte della provincia.

Il paesaggio carsico nell'area in esame è caratterizzato dalla presenza di grotte, inghiottitoi e doline, nonché dalla fuoriuscita di sorgenti d'acqua.



Figura 79 – Piccola grotta in località Savassa Alta, visibile lungo il sentiero che porta alla sorgente del Meschio dall'omonima località in comune di Vittorio Veneto. [Foto di Simone Busonij]



Figura 80 – Le opere di captazione delle acque del Meschio guidano il flusso verso valle. [Foto di Alicia Bondesan]



Figura 81 – La sorgente del Meschio di Savassa Alta (Vittorio Veneto). Parte della risorgenza è coperta dalla vegetazione abbattuta dalla furia della tempesta Vaia di fine ottobre 2018. [Foto di Simone Busoni]

La presenza di sorgenti carsiche in Val Lapisina è certamente legata all'assetto strutturale dell'area. Si ritiene che il drenaggio verso questa zona sia favorito dalla fascia di debolezza creata dalla curvatura dell'asse di piega che interessa l'intero settore, con conseguente convogliamento dell'acqua proveniente sia da nordest che da sudovest.

Dal punto di vista strutturale in questa area l'anticlinale cambia direzione da sudovest-nord-est a sud-nord e nel fianco settentrionale compare una faglia che solleva e isola il nucleo della piega. Nella zona di rotazione assiale della piega sono presenti faglie trasversali alla struttura principale, la cui esistenza può giustificare le numerose, circa una trentina, tesorgenti qui censite, di cui una decina sul versante nord<sup>80</sup>.

## 6.6.2 L'acqua della pianura: le risorgive

Un'altra tipologia di sorgente molto diffusa nel territorio provinciale è la cosiddetta *risorgiva* o *fontanile*, da cui traggono origine i principali fiumi che nascono nella cosiddetta "media pianura", primo fra tutti, per importanza ed estensione, il Fiume Sile, dove le acque della falda freatica, aumentando progressivamente di livello, raggiungono il piano campagna ed emergono.

Sorgenti di questo tipo sono presenti in tutte le pianure pedealpine secondo un allineamento quasi continuo che si sviluppa dal Piemonte al Friuli, dando materiale evidenza del passaggio

---

80 Lovat R., Schiavon E., Spagna V., Toffoletto F. (2009) – Le forme del terreno viste dal cielo: il Veneto. Atlante geomorfologico. Regione del Veneto - ARPAV, Padova.



Figura 82 – Una delle molte polle sorgentifere che danno vita al Fiume Sile. [Foto di Alessio Vidal (2013)]

dall’acquifero freatico omogeneo di alta pianura agli acquiferi multilivello e artesiani della media pianura. L’emersione delle acque avviene su una fascia ampia alcuni chilometri, piuttosto che su una vera e propria linea, tanto che si parla di *fascia delle risorgive*, caratterizzata da un limite inferiore e da un limite superiore.

Nello specifico, i fontanili appaiono come una serie di sorgenti in parte di emergenza, quando drenano la parte più superficiale (*freatica*) dell’acquifero, in parte di ostacolo, quando sono legate alla risalita di acqua da livelli più profondi con carattere risaliente, ma soprattutto di tipo misto tra i due. Il carattere di sorgenti di emergenza è anche dimostrato dagli spostamenti, anche rilevanti, che i fontanili subiscono con il variare del livello freatico.

La risorgiva è normalmente costituita da una *testata*, depressione naturale creata dalla fuoriuscita dell’acqua, talvolta modificata dall’azione dell’uomo, e dall’*asta* lungo la quale l’acqua inizia a scorrere in superficie; le risorgive possono essere le sorgenti di veri e propri fiumi di pianura, detti per l’appunto *fiumi di risorgiva*, come il più volte citato Sile e come anche il vicino Bacchiglione.

La presenza di una falda acquifera a debole profondità permette anche ai fiumi alpini di trarne alimentazione, incidendo, con la loro azione erosiva, lo spessore poco permeabile di copertura degli orizzonti acquiferi e drenando dalla falda l’acqua che nella zona di alta pianura avevano perso per infiltrazione attraverso i loro letti permeabili. La pianura veneto-friulana abbonda di questo tipo di corsi d’acqua, la cui portata viene drasticamente ridotta, se non azzerata, nella zona di alta pianura per poi “risorgere” letteralmente in corrispondenza della fascia delle risorgive, come il Tagliamento, il Torre e il Cellina-Meduna; nella provincia di Treviso ne è un esempio, soprattutto nei periodi di magra, il Piave.

## Il Fiume Meschio

Il Meschio fu fiume particolarmente legato a Marcantonio Flaminio, erudito umanista e giureconsulto del XVI secolo. Il Flaminio nacque e trascorse buona parte della sua vita a Serravalle (Vittorio Veneto) e, come spesso d'uso a quel tempo, scelse il fiume che bagnava quella località come riferimento geografico. Come Dante per indicar Treviso ricorre ai suoi fiumi (*Là dove Sile e Cagnan s'accompagna...*), così molti letterati ricorsero a questa elegante forma, quasi ad indicare la vivida essenza di un luogo:

“ *Hic patulae ramis sociant umbracula fagi,  
quas circum irriguis Mesulus errat aquis.* ”

*Qui una moltitudine di ombrosi rami di faggio s'intrecciano  
E attorno ad essi erra il Meschio turgido d'acque irrigue.*

Marcantonio Flaminio, Carmina. Libro 3, 19, vv. 5-6.

Luogo bucolicamente ameno, secondo la tradizione virgiliana, e naturalmente e amichevolmente ubertoso, dove la bellezza si unisce alla praticità:

“ [...] *viridissima silva,* ”  
*quam pulcher liquido amne secat:  
nec gelidi fontes absunt, [...]*

*[...] la verdeggiante selva,  
che attraversa il bel fiume Meschio:  
né mancano fresche sorgenti, [...]*

Marcantonio Flaminio, Carmina. Libro 3, 6, vv. 9-10-11.

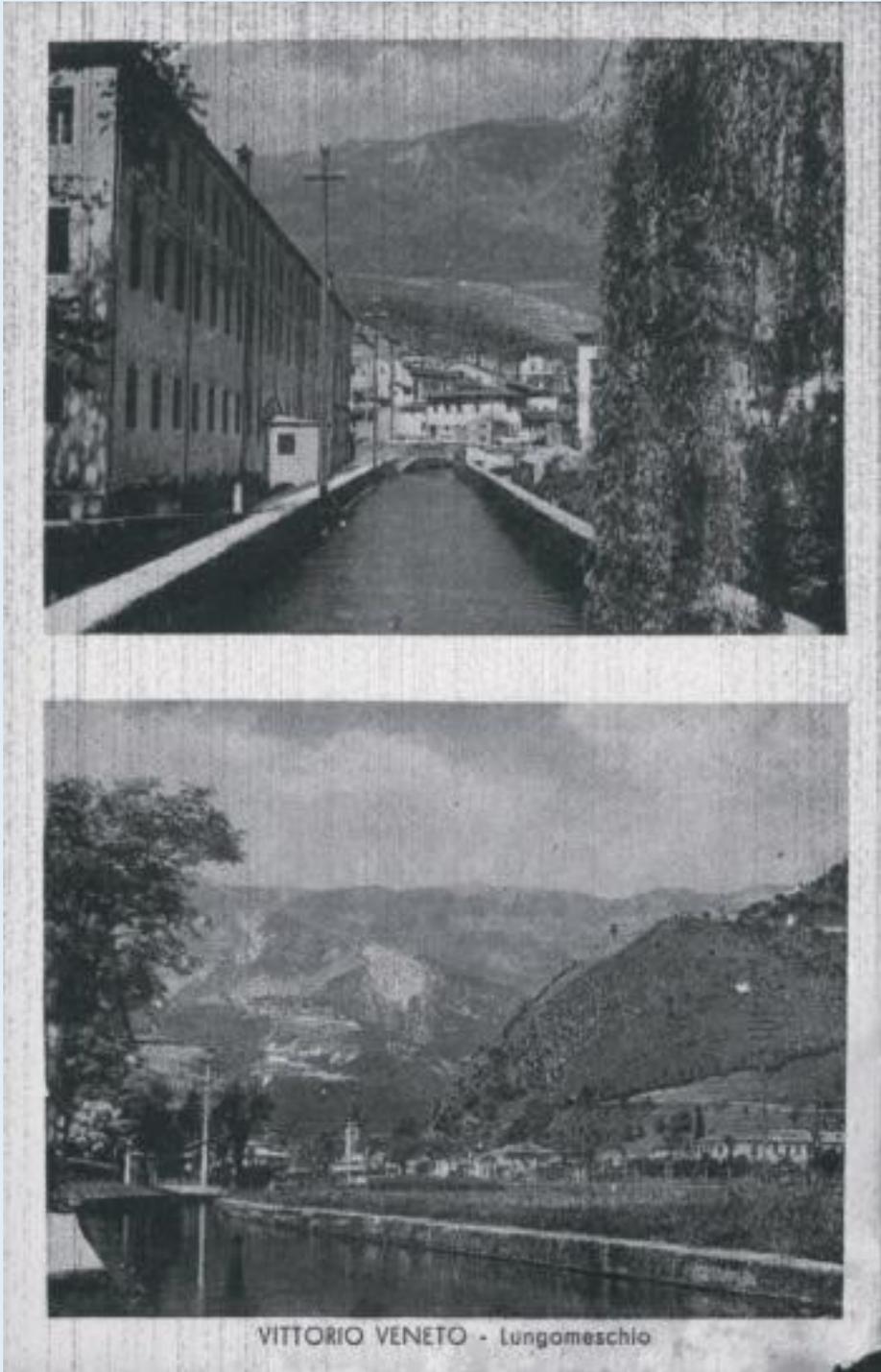


Figura 83 – Il Meschio in una cartolina degli anni '30 (FAST, Treviso, Fondo Giulio Marino MAR 221)

### 6.6.3 Le sorgenti del Sile

Tipologia	Risorgiva
Ubicazione	Comuni di Vedelago (TV) e Torreselle di Piombino Dese (PD)
Estensione	Circa 286 ha (compresa nel Parco Naturale Regionale del Fiume Sile, 4152 ettari su 11 comuni e le province di Treviso, Padova e Venezia)
Altitudine	Da 10 a 40 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezioni 85050, 85060, 85090, 85100, 85130, 85140, 104120, 104160, 105080, 105090, 105100, 105110, 105120, 105130, 105140, 105150, 105160, 106010, 106020, 106050, 106060 e 106090
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	---



Figura 84 – Un esempio di campo delimitato da specie arboree spontanee che ne marcano, assieme agli scoli e ai fossati il perimetro (campo chiuso all'interno del Parco del Sile in località Casacorba, Comune di Vedelago). [Foto di Simone Busoni]

### **Le sorgenti del Sile**

Dei molti autori letterari e moltissimi pittori che legarono le proprie emozioni al Sile, l'aspetto vivificatore e quasi partenogenetico, spesso espresso da un contrasto di luci e colori, è sempre tra i primi piani delle loro opere. Famose sono le parole di Comisso, scrittore trevigiano. Qui, invece, citiamo Carlo Emilio Gadda, così impressionato dai luoghi generanti il fiume:

“ Risorgive solitarie, quasi imprevedibili nel declino solitario della pianura: dai fontanili dei livelli montani, che a un tratto e silentemente affioravano. Fredde polle: e lo specchio di quel sùbito raduno era coronato da una prodigiosa vegetazione nenufarica, d'un verde folto e lustro, incupito da solitudine. L'acque [...] rampollavano in questo loro bacile dai cammini di sotterra [...]. ”

Gadda C. E. (1964) – *Le meraviglie d'Italia. Gli anni*, Einaudi, Milano.





Figura 85 – Una verdeggiante immagine del “Fontanasso dea Còia Lònga” a Casacorba di Vedelago, che alimenta il primo tratto del Sile. [Foto di Gianfranco Speranza - Archivio Ente Parco Sile]



Figura 86 – Al fondo delle polle di risorgiva si accumulano i sedimenti che fuoriescono dai condotti sotterranei formando i caratteristici vulcanetti di sabbia. [Foto di Gianfranco Speranza - Archivio Ente Parco Sile]



Figura 87 – Passatoie in legno consentono ai visitatori di ammirare le risorgive dell'Oasi di Cervara. [Foto di Gianfranco Speranza - Archivio Ente Parco Sile]



Figura 88 – La torbiera del Parco del Sile in località Casacorba (Vedelago); le specie arboree ad alto fusto visibili nella foto segnano la lenta evoluzione dell'area verso il bosco planiziale. [Foto di Simone Busoni]

Il Sile è il fiume di risorgiva più importante d'Italia e nasce dalle sorgenti presenti in località Casacorba del comune di Veduggio, anche se l'alimentazione idrica si realizza per buona parte del suo corso, grazie alle risorgenze spontanee esistenti nel suo letto.

La polla dalla quale si dice nasca il Sile è il *Fontanasso dea Coa Longa*; un percorso di passerelle rende possibile osservare il ruscello che si ingrossa via via che scorre attraverso il caratteristico ambiente del bosco planiziale di querce e pioppi neri. Il territorio dell'alto corso del Sile, oltre a essere caratterizzato dalle sue sorgenti, rappresenta un bell'esempio di biodiversità, grazie alla contemporanea presenza di biotopi, spesso a carattere relitto, quali le polle sorgive, le torbiere, i campi chiusi, le siepi e i lembi di bosco planiziale<sup>81</sup>. Le polle si raggruppano a formare le risorgive o i fontanili (localmente chiamati “fontanass?”) dai quali traggono origine e alimentazione alcuni corsi d'acqua. Osservando con attenzione il fondale di queste risorgive si notano i movimenti della sabbia e dei sassolini qui presenti e, ogni tanto, alcune bolle di gas risalire verso la superficie; è la manifestazione più appariscente della fuoriuscita dell'acqua dal sottosuolo. Le acque sorgenti sono caratterizzate da una notevole limpidezza, derivante dal movimento estremamente lento che contraddistingue le acque sotterranee, che le rende incapaci di trasportare materiale in sospensione.

In condizioni naturali questa limpidezza si manterrebbe per quasi tutto il corso, dal momento che trattandosi di un fiume di pianura non riceve materiale eroso dai rilievi montuosi e, a causa della scarsa pendenza dell'alveo, non svolge un'intensa azione erosiva sulle sponde, limitandosi per lo più all'erosione di piccoli terrazzi e alla creazione di letti in genere stretti e poco incisi.

La temperatura dell'acqua quasi costante (tra i 10° C e i 13° C) delle risorgive crea condizioni microclimatiche che consentono lo sviluppo di comunità floro-faunistiche particolari, generalmente assenti nelle pianure dell'Italia settentrionale, tipiche del bosco igrofilo (ontaneto o alneto<sup>82</sup>), che riescono a resistere alla forte pressione antropica cui sono sottoposte queste aree, nonostante l'esistenza del Parco regionale e dei vincoli finalizzati alla tutela e preservazione da ciò derivanti.

Un altro esempio della particolarità microclimatica di queste zone sono i “campi chiusi”, prati più o meno ampi delimitati da siepi e alberi che crescono in corrispondenza delle sponde dei fossi perimetrali. Qui le specie erbacee sono tipiche di ambienti a clima più freddo e sopravvivono grazie al clima fresco e umido determinato dalla presenza delle risorgive.

Nell'itinerario di visita dell'area delle sorgenti del Sile, è possibile accedere a una torbiera, che rappresenta uno degli stadi evolutivi terminali degli ambienti palustri, in cui l'accumulo di sostanza organica in decomposizione porta al progressivo interrimento della palude stessa.

## 6.7 La forza dell'acqua

La manifestazione della forza dell'acqua è normalmente associata alla sua azione erosiva che si esplica in prevalenza quando il suo scorrere si fa impetuoso lungo le valli montane o durante le piene. Perché vi sia *erosione*, tuttavia, deve verificarsi anche l'allontanamento dei detriti dalla loro sede originaria e ciò richiede necessariamente che vi sia il loro *trasporto*, il quale a sua volta implica il loro deposito ossia la *sedimentazione* del materiale eroso. Queste sono le princi-

81 Visotto S., Giulini P., Fassina C., Della Bella G., (2013) – Le risorgive del Sile, tra campi chiusi, “fontanassi” e torbiera. Quaderno operativo di educazione ambientale permanente. Ed. Astea, Quarto d'Altino (TV).

82 Alneto: comunità vegetale arborea o arborescente dominata da specie del genere *Alnus*, note comunemente come Ontani (sinonimo di alneto è ontaneto).

pali azioni morfologiche che svolge un corso d'acqua, anche se solamente la prima e l'ultima hanno la capacità di creare nuove forme del terreno.

Nelle valli montane la principale azione morfogenetica è evidentemente l'erosione, mentre le pianure fluviali rappresentano il frutto del processo di sedimentazione che ha luogo, come detto, una volta che si riduce la capacità di trasporto del corso d'acqua.

### 6.7.1 Erosione: la nascita delle valli

Il processo erosivo rappresenta la prima fase della rimodellazione della superficie terrestre che tende a creare una condizione di equilibrio in cui le montagne, sotto l'effetto della gravità, vengono progressivamente spianate e le grandi depressioni colmate, ottenendo una superficie piatta in cui tutto raggiungerebbe, in linea teorica, uno stato di quiete. I resti delle catene montuose, frutto delle orogenesi più antiche, sono oggi ampie aree leggermente rialzate, chiamate, per analogia morfologica, "scudi", come quello canadese e australiano: questi sono il risultato finale dei numerosi processi erosivi. Allo stesso modo, ma in altra scala, i corsi d'acqua hanno la tendenza ad approfondire i loro alvei per raggiungere il livello di base, limite al di sotto del quale non si ha più alcuna azione erosiva da parte delle acque correnti e che, a scala di grande bacino idrografico, possiamo far coincidere con il livello del mare, dove il fiume materialmente sfocia.

Ripensando al ciclo dell'acqua, possiamo focalizzare l'attenzione al momento in cui l'acqua, dopo essere evaporata dalle grandi superfici acquose del Pianeta, ritorna sulla superficie terrestre sotto forma di pioggia; proprio nell'istante in cui le gocce impattano sul terreno hanno inizio i processi di *dilavamento*. Già l'azione meccanica della pioggia molto intensa e della grandine contribuisce a smuovere le particelle più fini del terreno, che poi il velo d'acqua che si forma al suolo comincia ad asportare, scorrendo lungo la massima pendenza dei versanti: è l'*erosione diffusa* o *areale* che presto cede il passo all'*erosione a rivoli* non appena l'acqua si concentra in piccoli canaletti, in cui aumenta la sua velocità di scorrimento. L'ulteriore concentrazione del flusso superficiale in canali caratterizzati da portate e velocità sempre maggiori, permette all'acqua di scavare veri e propri solchi di erosione e, quando l'azione erosiva si esplica in terreni particolarmente teneri, *calanchi*; si tratta di un'*erosione lineare a solchi* che possiamo definire "*ruscellamento concentrato*"; man mano che questi canali raccolgono maggiori quantità di acqua, diventando rivi e ruscelli, anche le dimensioni delle forme aumentano e da modeste vallecole si formano le valli.

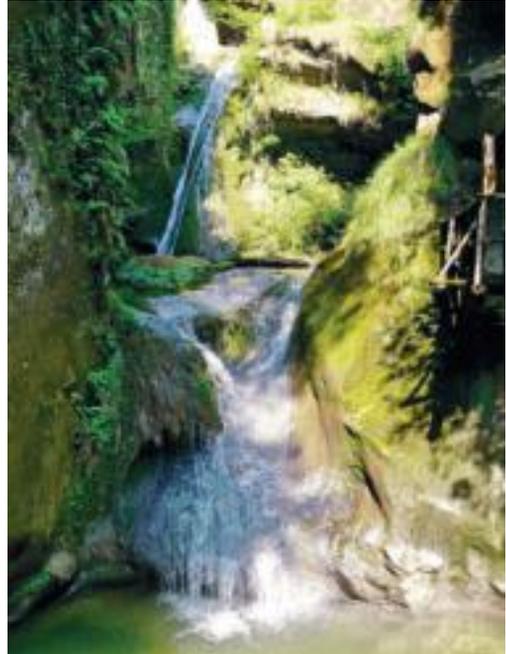


Figura 89 – Alcune cascatelle presenti nella forra del Torrente Caglieron all'interno dell'omonimo parco naturalistico (Fregona). Sono evidenti le forme generate dall'azione erosiva svolta dall'acqua. [Foto di Simone Busoni]

## 6.7.2 Le Grotte del Caglieron (Fregona)

Tipologia	Forra torrentizia con cavità di origine antropica
Nome del sito	Grotte del Caglieron
Ubicazione	Comune di Fregona, località Breda, via Grotte del Caglieron
Estensione	Circa 9 ha
Altitudine	Da 250 a 400 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 084040
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	Sezione 084040 - Vittorio Veneto

Il complesso delle grotte si trova a nordovest di Fregona, in località Breda, vicino a Vittorio Veneto a una quota compresa tra i 250 e i 400 metri s.l.m., ai piedi dell'altopiano del Cansiglio e si sviluppa per alcune centinaia di metri lungo il Torrente Caglieron, con un'ampiezza di circa nove ettari.

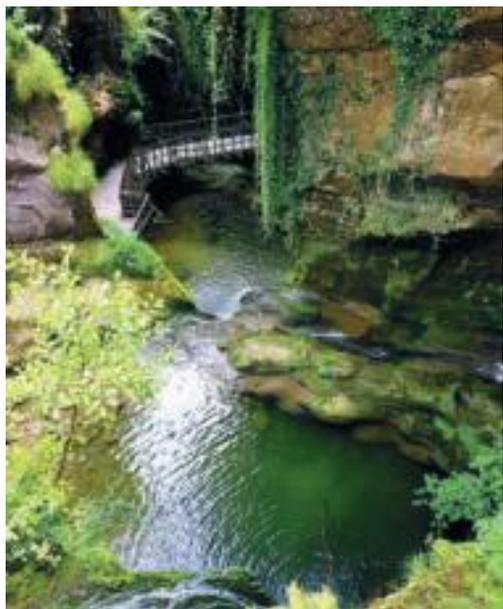


Figura 90 – Particolare di una marmitta di evorsione visibile alla base del salto d'acqua presente all'inizio del percorso che si snoda lungo la forra del Torrente Caglieron a Fregona. [Foto di Simone Busoni]

Il sito è costituito dalla forra percorsa dal torrente e da numerose cavità che si aprono sulle pareti della profonda gola, risultato di un'intensa attività estrattiva da parte dell'uomo; alcune di esse sono a cielo aperto, altre sono sotterranee e, tra queste ultime, ce ne sono di origine naturale.

Nella zona di Breda di Fregona, dal XVI al XX secolo, veniva ricavata, dalle arenarie di Vittorio Veneto, la cosiddetta "piera dolza", utilizzata per diversi elementi architettonici (stipiti, scalini e architravi), ancora oggi osservabili sul campanile di Fregona e sui vecchi edifici di Vittorio Veneto e dintorni.

### Aspetti geologici

L'area del complesso delle grotte è situata alle pendici sud dell'Altopiano del Cansiglio.

Le spinte orogenetiche alpine della

fine del Terziario diedero origine a pieghe con direzione est-ovest, a sovrascorrimenti e a qualche linea di frattura; è proprio in corrispondenza di una di queste, a direzione nordovest-sud-est, che si è imposta l'incisione del Torrente Caglieron generando una valle *cataclinale*.

Le formazioni rocciose dell'area riflettono condizioni di mare aperto verso ambienti di spiaggia. Partendo dalla formazione più antica, si osservano marne argillose grigio-azzurre, talora giallastre per alterazione, con numerosi macrofossili, quali bivalvi e gasteropodi, indice di condizioni di mare poco profondo (Formazione della Marna di Tarzo, Serravalliano - Tortoniano).

Seguono le arenarie a cemento carbonatico di colore grigio-azzurro, giallastre quando alterate, ricche di fossili, per lo più molluschi, della Formazione delle Arenarie di Vittorio Veneto (Tortoniano), testimoni di un ambiente deltizio formatosi in corrispondenza delle foci dei fiumi che discendevano dalla neonata catena alpina a nord.

La presenza del Conglomerato del Montello (Messiniano) a ciottoli carbonatici arrotondati o appiattiti in matrice arenacea o siltosa, essenzialmente privi di fossili, dà l'evidenza di un ambiente di spiaggia e di piana alluvionale che completa il ciclo regressivo<sup>83</sup> del livello marino conseguente al sollevamento della catena alpina.

Questi movimenti tettonici hanno successivamente sollevato i sedimenti oramai diagenizzati e quindi trasformati in rocce, inclinandoli fortemente verso est. Una volta portati in emersione, l'erosione ha iniziato la sua opera, asportando le rocce più tenere, lasciando in

83 Una regressione marina è un evento geologico, opposto alla "trasgressione marina", nel corso del quale il livello del mare si abbassa portando in superficie zone che prima erano sommerse.



Figura 91 – L'attività di estrazione della "piera dolza" si è spinta all'interno della montagna. Le colonne di pietra sono state intenzionalmente preservate per dare sostegno alla volta delle gallerie, oggi visitabili. [Foto di Alessio Vidal (2013)]

rilievo solamente le rocce più tenaci, affioranti in banchi continui a formare, in questa area, un rilievo monoclinale, costituito da due “corde” o “coste” parallele: la costa di Serravalle a nordovest e la costa di Fregona più a sud. Su quest'ultima, il Torrente Caglieron, probabilmente aiutato dalla presenza di una discontinuità nelle rocce della bancata in sollevamento, è riuscito a mantenere il suo corso trasversale alla direzione dei rilievi dando origine a una *valle cataclinale*.

### Aspetti morfologici

I principali agenti morfodinamici che hanno plasmato il sito delle Grotte del Caglieron sono stati l'acqua prima e l'Uomo poi. Percorrendo il percorso che si snoda lungo l'orrido si ha la possibilità di osservare il risultato di processi erosivi e deposizionali a varia scala di grandezza, dalla gola vera e propria alle *marmitte di evorsione*<sup>84</sup>; sono presenti inoltre numerose concrezioni carbonatiche che un occhio attento percepisce praticamente ovunque, persino sulla ricca vegetazione che cresce a ridosso delle cascate.

**La forra.** La forra è il risultato di un'azione erosiva turbinosa, di tipo meccanico, definita *evorsione*.

Il trasporto di materiali grossolani per *rotolamento al fondo* e *saltazione*, da parte delle acque correnti, produce sulla roccia del fondo e dei fianchi un'intensa azione abrasiva il cui grado dipende dalla velocità dell'acqua e dalla resistenza meccanica della roccia. Si tratta di un caso di *erosione selettiva* che si esplica lungo il letto del torrente, dove sono presenti strati rocciosi fratturati, inclinati e con diversa resistenza; le rocce tenere vengono abrase più facilmente con la formazione di conche, limitate a monte e a valle da soglie di rocce più dure.

La roccia viene levigata, come fosse “sabbziata” e lucidata, secondo il flusso della corrente e laddove il moto si innesca in forma circolare, tipicamente alla base dei salti d'acqua, si formano le tipiche marmitte (per la somiglianza con questo tipo di pentole) di evorsione, cavità emisferiche di diametro e profondità variabili, scavate dall'azione vorticoso dell'acqua unita all'azione abrasiva dei ciottoli in esse contenuti.

**Le gallerie.** Le gallerie, circa una trentina, che si osservano lungo la gola sono il risultato dell'attività degli scalpellini, che qui lavorarono dal 1500 al 1950, per l'estrazione della “piera dolza”. Il piano di coltivazione seguiva il piano di strato, inclinato di oltre 45 gradi. Attraverso l'impiego di attrezzi particolari (magli, cunei, biete, *cugni* e *punciot*) venivano distaccate le bancate di roccia sotto forma di grandi blocchi. Venivano preservate solo alcune colonne inclinate per sostenere la volta, ancora oggi presenti a sorreggere il piatto soffitto di queste cavità.

L'attività si concentrava principalmente lungo gli strati arenacei, evitando accuratamente gli orizzonti conglomeratici meno cementati, per gli evidenti problemi di sicurezza e stabilità dello scavo, non disdegnando, però, le bancate di conglomerato più compatte per ottenere pietre da mola.

**L'arco.** La gola del Caglieron termina in una breve grotta, più simile a una galleria, a causa della presenza di un arco naturale che sovrasta il torrente. In realtà la formazione dell'arco è successiva alla nascita della forra, legata al crollo di parte delle pareti subverticali

---

84 Evorsione: particolare forma di erosione turbinosa, tipica dei torrenti in cui l'acqua scorrendo velocemente dà luogo a vortici che esplicano, con i detriti trasportati in sospensione, un effetto erosivo sulle pareti.



Figura 92 – La turbolenza delle acque torrentizie ha scolpito il fondo della gola in un susseguirsi di nicchie, vasche e salti rocciosi. [Foto di Alessio Vidal, 2013]

dell'orrido che hanno parzialmente occluso il tratto superiore della gola stessa. La percolazione delle acque ha portato alla deposizione del cemento necessario a dare stabilità al corpo di frana.

**Incrostazioni e concrezioni.** Nella parte più profonda della forra sono presenti sulle pareti grandi concrezioni calcaree, tipiche della dissoluzione carsica e della riprecipitazione, che chiudono in parte la volta dando alla gola l'aspetto di una grotta. È possibile osservare, avendo un po' di attenzione, altre particolarità legate al fenomeno della deposizione chimica dell'acqua: i *gours* e le *perle di grotta*.

I *gours* sono delle piccole dighe di concrezione, con dimensioni di alcuni decimetri, che si formano a ridosso di un ostacolo al lento fluire di un velo d'acqua, che perdendo CO<sub>2</sub>, deposita calcite, formando delle piccole vaschette.

Le *perle di grotta* sono delle sferette millimetriche di calcite che si accrescono attorno a un granulo di sabbia e che minuscoli spostamenti impediscono di saldarsi tra loro.

In corrispondenza dei salti d'acqua si possono anche osservare delle incrostazioni calcaree in via di formazione sulla ricca vegetazione circostante. Queste incrostazioni si accrescono di anno in anno, ricoprendo completamente le piante (felci, muschi e resti vegetali) e dando origine a una vera e propria roccia che prende il nome di *travertino*. Le Grotte del Caglieron permettono di osservare gli stadi iniziali di formazione del travertino.



Figura 93 – Le acque in uscita dalla forra del Caglieron muovevano le pale dell'antico mulino del XVI secolo oggi divenuto un punto di ristoro. [Foto di Alessio Vidal, 2013]

**Il sentiero.** Il sentiero attrezzato, realizzato negli anni Settanta e recentemente valorizzato grazie a una serie di interventi finanziati anche dall'Unione Europea, attraversa le forre con passerelle in legno appoggiate alle rocce. Esso ha inizio presso il ponte sul Caglieron, lungo la strada proveniente da Fregona e termina all'uscita delle cavità all'altezza di un antico mulino del XVI secolo, che sfruttava l'energia delle acque del torrente, ora trasformato in punto di ristoro.

La vegetazione è quella tipica delle aree umide e la fauna comprende specie acquatiche che popolano il torrente.

L'area ha un notevole interesse naturalistico e valenza didattica grazie alla possibilità di osservare gli effetti di svariati processi in un'area ristretta: diversi tipi di roccia sedimentaria (conglomerato, arenaria e marna), la morfologia fluviale con forme di erosione (la forra, le cascate e le marmitte), le cavità derivanti dall'attività estrattiva, la presenza di concrezioni calcaree dovute allo stillicidio delle acque e di travertino in via di formazione, la vegetazione e la fauna tipica del contesto prealpino e dell'ambiente semi-ipogeo.

Il Parco Grotte del Caglieron costituisce una tappa dell'itinerario *Via dell'acqua*, che interessa diverse aree del territorio della Comunità Montana delle Prealpi Trevigiane.

### 6.7.3 Trasporto e deposizione: la nascita delle pianure

Alla loro uscita dalle valli alpine e prealpine, i corsi d'acqua solcano le ampie e piatte aree delle pianure che hanno contribuito a formare, anche se, osservando con attenzione l'andamento altimetrico di queste zone, esse sono formate da un insieme di "ventagli" che abbiamo già definito megafan, il cui apice si trova allo sbocco delle principali valli alpine.

Il fatto che nelle aree di pianura il processo predominante sia il deposito sotto forma di alluvioni, non deve far pensare che un fiume non continui a svolgere ciclicamente la sua azione erosiva, incidendo il proprio letto ed erodendo le sponde.

Un bell'esempio della variabilità della morfologia fluviale in funzione delle caratteristiche di portata e di regime fluviale è rappresentato dal Piave.

Nella zona di alta pianura la pendenza del corso d'acqua è ancora apprezzabile e ciò si riflette sulla capacità erosiva e di trasporto solido delle sue acque; inoltre, non essendo più limitato dai versanti vallivi, la corrente può liberamente spostarsi nell'ambito del letto fluviale che risulta anche molto ampio (fiume a fondo mobile). Il letto è costituito, come detto più volte, da alluvioni grossolane che vengono modellate dalla forza dell'acqua in modo più o meno incisivo a seconda della portata del fiume stesso, caratterizzato ancora da un regime prevalentemente torrentizio. Si formano così numerosi canali, larghi e poco profondi, intrecciati tra loro, che nelle fasi di magra danno origine a rami, barre e isole fluviali più o meno effimere; questo tipo di corsi d'acqua viene chiamato *braided*.

La diminuzione di pendenza e, conseguentemente, di velocità porta a una riduzione del numero dei canali, a un aumento della loro sinuosità e a una sedimentazione di materiali prevalentemente sabbiosi; questa evoluzione morfologica dell'alveo fluviale da *braided* a *wandering*, che avviene nel tratto a monte di Ponte di Piave, viene attribuita all'effetto della progressiva antropizzazione del fiume, particolarmente marcata negli ultimi decenni, che ha creato bacini e sbarramenti artificiali in grado di trattenere il materiale più grossolano trasportato dal fiume.

### 6.7.4 Le grave di Papadopoli (Cimadolmo)

Tipologia	Alveo a canali intrecciati (braided) con isole ghiaiose
Ubicazione	Comune di Cimadolmo (TV)
Estensione	Circa 750 ha
Altitudine	Da 10 a 19 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 105040 e 106010
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	---

Le Grave di Papadopoli sono un esteso settore del letto del Piave, di circa 750 ettari, compreso tra i due rami principali del fiume che si biforca in località Lovadina, poco più a valle del ponte autostradale dell'A27, per ricongiungersi dopo poco più di sei chilometri in località Candelù. Si tratta in buona sostanza di un'isola, come oggi appare, costituita da una distesa di depositi ghiaiosi e ciottolosi, modellati e rimaneggiati dall'azione fluviale. Che si tratti di un territorio dinamico e fortemente influenzato dal regime idraulico del Piave è intuitivo ed evidente guardando la successione delle rappresentazioni cartografiche, riportate in figura 94, che coprono l'arco di due secoli e soprattutto osservando le forme fresche di erosione e rideposizione che mutano a ogni piena.

Il più appariscente cambiamento di questa porzione del corso del fiume ha interessato l'alveo, in origine schiettamente di tipo *braided* con numerosi canali intrecciati tra loro e oggi in evoluzione, complice anche la pervasiva azione dell'uomo, verso la tipologia *wandering*. La drastica riduzione del numero dei canali normalmente attivi ha consentito la formazione di un'isola stabile, sulla quale può attecchire la vegetazione arbustiva e arborea ed è possibile svolgere anche l'attività agricola, sviluppata ai giorni nostri principalmente sotto la forma di vigneti. Della moltitudine di canali che si intrecciavano in questa zona è possibile osservarne le tracce nelle foto aeree di alcuni appezzamenti di terreno (Figura 96) e nella carta geomorfologica derivata dall'analisi di queste (Figura 95).

La relativa stabilità dell'isola principale, comunque succube delle piene più impetuose del Piave, ha permesso la nascita di insediamenti umani, la costruzione delle case dei cosiddetti "gravarioi" e, in tempi più recenti, l'arrivo della corrente elettrica e, soprattutto, la costruzione dei ponti necessari al collegamento delle grave con la sponda di Cimadolmo, in sinistra, e di Maserada sul Piave, in destra.

#### Caratteri geomorfologici

L'elemento che maggiormente caratterizza questa zona è l'alveo del fiume, che qui si presenta con un'ampiezza notevole ed è costituito da una distesa di materiali alluvionali ciot-

tolosi, solcata da una rete di canali appena incisi. La morfologia di questo tratto del Piave, che si estende a monte alle Grave di Ciano (Crocetta del Montello) e su, fino a Longarone, è tipica dei corsi d'acqua a regime torrentizio, con abbondante trasporto solido di fondo; la diminuzione della velocità della corrente e, conseguentemente, della sua capacità di trasporto causa la deposizione di questo materiale grossolano che costringe il flusso d'acqua a continue divisioni e deviazioni, così tra i rami divergenti si formano delle vere e proprie isole, le "grave" appunto, costituite per lo più da ciottoli e ghiaie grossolane.

Le alluvioni del Piave sono di natura litologica mista, in quanto derivano dalle rocce che il fiume incontra durante il suo percorso montano a partire dal Monte Peralba e cioè prevalentemente metamorfiche e sedimentarie, con prevalenza di calcari e dolomie, a cui si aggiungono anche delle areniti.

### Aspetti storici

Il termine "grave" deriva dalla lingua gallica e originariamente, prima di indicare delle isole, voleva dire sabbia.

Le Grave hanno origini molto antiche: nel primo millennio dell'era volgare vi si insediarono i paleoveneti (forse di origine celtica o illirica), la cui presenza è attestata dal rinvenimento di pietre e sassi appuntiti con messaggi incisi in una scrittura bustrofedica, che è un tipo di antica scrittura in cui le righe hanno andamento alterno da destra a sinistra e viceversa<sup>85</sup>.

È attestata inoltre, per il ritrovamento di pietre con varie iscrizioni latine, la presenza in tempi più recenti degli eserciti romani; tuttavia l'impronta più significati-

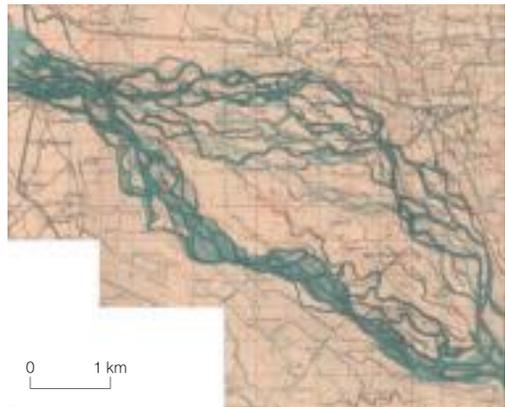


Figura 94 – Evoluzione morfologica delle Grave di Papadopoli, ben evidente dal confronto, dall'alto verso il basso, della sezione XIII.13 (Spresiano) della *Kriegskarte* di A. von Zach (1798-1805). [*Wiener Kriegsarchiv*] e della carta militare del Comando della 3<sup>a</sup> Armata del Regio Esercito italiano del 1918. [Gianni Sartori Editore] con una foto aerea del 2003. [Programma Terraitaly™ it2000NR © Compagnia Generale Riprese Aeree SpA]

85 Secco G. L. (1992) – La Piave, Belumat Editrice, Belluno.

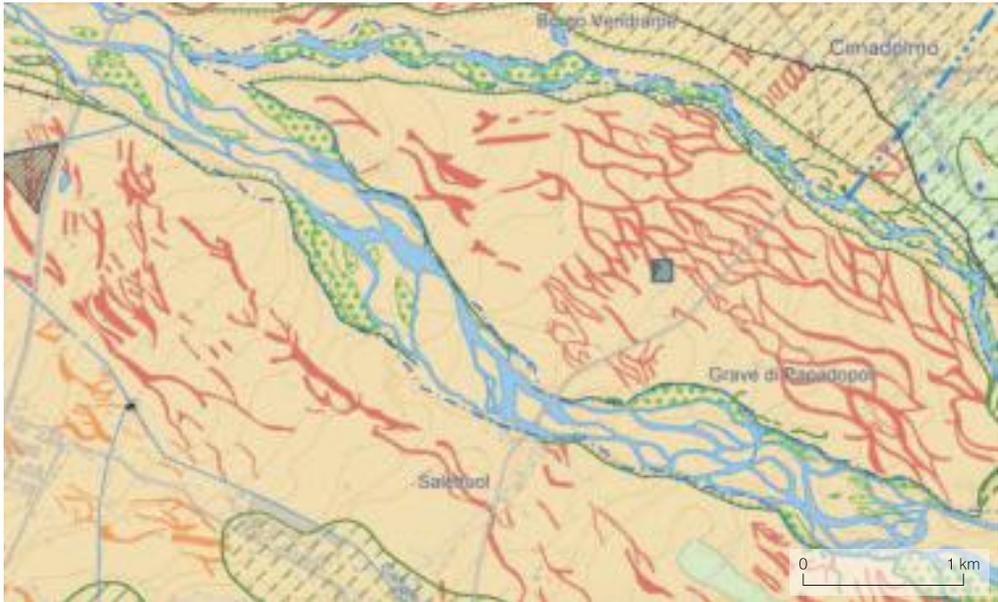


Figura 95 – Stralcio di Carta Geomorfologica della provincia di Treviso, settore delle Grave di Papadopoli. Le tracce rosse e arancioni indicano i paleovali nati con il mutamento di percorso del Fiume Piave. [Bondesan e Busoni, 2015]



Figura 96 – Foto aerea delle Grave di Papadopoli. Sono evidenti i paleovalvi a canali intrecciati formatisi in conseguenza della migrazione del Piave.

va fu lasciata dai monaci durante il medioevo, che bonificarono le terre sassose dell'isola e vi piantarono i vitigni che ancora oggi caratterizzano il paesaggio locale.

La zona del traghetto in località Madorbo, una zona golenale abitata poco a valle delle Grave, nel punto in cui le diramazioni del Piave si riuniscono in un unico letto fluviale, era frequentata già in età romana, in quanto interessata dalla presenza della Via Postumia, il cui tracciato rettilineo è ben riconoscibile dal passo barca fino a Roncadelle e che attraversava il Piave proprio in questa località, a breve distanza da *Stabulum*, l'odierna Stabiuzzo.

In origine le Grave di Papadopoli costituivano un'isola raggiungibile da Cimadolmo e Maserada soltanto per mezzo di imbarcazioni. A Madorbo funzionava un traghetto che assicurava il collegamento tra le due sponde e, a poca distanza dal punto di attracco del traghetto, ancora riconoscibile, si nota un interessante idrometro realizzato dagli austriaci nel 1832, mentre un po' più in là è presente una storica fornace di calce in stato di completo abbandono.

Le Grave furono teatro di cruenti scontri durante la Grande Guerra, come ricorda il cippo eretto nel piccolo nucleo abitato all'interno dell'isola, in memoria dei caduti.

### Aspetti naturalistici

La presenza di rami laterali, lanche, golene con vegetazione ripariale, isole fluviali più o meno colonizzate dalla vegetazione in funzione della loro stabilità, instaura condizioni favorevoli per lo sviluppo delle zone agricole e urbanizzate che si trovano nelle immediate vicinanze.

I depositi alluvionali di ghiaie grossolane, non interessati dalle piene o dall'azione dell'uomo, hanno dei caratteri ecologicamente molto affini ai noti "magredi" del Friuli.



Figura 97 – Immagine del Piave ripresa dal ponte stradale della S.P. n. 92 in località Salettuol (Maserada sul Piave) in cui la diversa colorazione dell'acqua mette ben in evidenza il filone principale della corrente rispetto agli altri canali meno profondi. Si noti la comparsa di una prima vegetazione arbustiva sull'isolotto a destra della foto, indice di una sua relativa stabilità. [Foto di Simone Busoni]

Le Grave hanno mantenuto solo in parte il loro carattere naturale, probabilmente dovuto al collegamento stradale che negli anni Settanta ha eliminato l'isolamento di cui soffrivano in precedenza, ma spiccano rispetto alle aree limitrofe molto antropizzate.

Per la valenza naturalistica dell'area, l'intera isola è compresa nelle aree ZPS "Grave del Piave" IT3240023 e SIC "Grave del Piave-fiume Soligo-Fosso di Negrizia" IT3240030.

## 6.8 I paleoalvei

L'ulteriore perdita di velocità della corrente fluviale verso valle porta il Fiume Piave a disegnare anse e meandri, come quelli che si osservano verso San Donà di Piave a valle di Zenson di Piave. È il tratto dove il tracciato fluviale muta da wandering a meandri.

Elemento costante nelle forme derivanti dall'azione di un corso d'acqua è la dinamicità, che non è limitata ai tratti più pendenti e impetuosi ma si ritrova anche nelle aree di bassa pianura, dove le modificazioni che hanno interessato un fiume nel corso della sua esistenza sono rappresentate dai *paleoalvei*. Come si evince dal nome, si tratta di una porzione di alveo abbandonata dal fiume al quale originariamente apparteneva a causa di fenomeni naturali o artificiali.

Perché un fiume dovrebbe cambiare il suo corso? Le motivazioni possono essere le più svariate: nei tratti incassati tra le montagne spesso una frana può ostruire totalmente l'alveo di un fiume, costringendolo a cercarsi un'altra via<sup>86</sup>, oppure i sollevamenti tettonici possono a

---

86 Come è accaduto al Piave nel Pleistocene, deviato in Val Belluna dalla frana del Fadalto che bloccò il suo fluire lungo la Val Lapisina e diede origine al Lago di Santa Croce.



Figura 98 – Ripresa dall'alto dell'alveo del Piave in località Salettuo (Maserada sul Piave) in cui sono visibili, in secondo piano, gli intrecci tra i canali fluviali. [Foto di Andrea Zanardo]



Figura 99 – La riduzione del trasporto solido e le escavazioni in alveo hanno determinato l'esumazione della base dei piloni del ponte stradale. [Foto di Alessio Vidal (2013)]

loro volta creare delle soglie morfologiche che il fiume non riesce a scavalcare, come nel caso



del Montello<sup>87</sup>.

Nei tratti più aperti, tipici delle zone di pianura, le modificazioni a un corso d'acqua sono per lo più legate alla sua evoluzione; il continuo accumulo di sedimenti porta l'alveo e i suoi argini naturali<sup>88</sup> a un progressivo innalzamento rispetto al terreno circostante e il fiume diverrà, quindi, "pensile", ponendosi a una quota superiore al piano campagna. In occasione di piene eccezionali, gli argini naturali possono essere scavalcati o rotti dall'impeto della corrente e il fiume può così cambiare definitivamente il suo percorso; a valle della rotta arginale l'alveo sarà perciò "abbandonato" e destinato a un progressivo impaludamento, formando un paleoalveo. L'esistenza di questi paleoalvei, oggi giorno sepolti e obliterati dalla modellazione antropica delle campagne, è ricavabile dall'osservazione delle foto aeree e dalle indagini geofisiche, grazie alla diversità, rispetto ai terreni circostanti, dei sedimenti presenti all'interno del paleoalveo stesso, più fini e in grado di trattenere più a lungo e meglio l'umidità, con il risultato che nelle foto aeree appaiono come delle tracce di terreno "bagnato", più scuro confinate da due fasce più chiare costituite da sedimenti relativamente più grossolani che formano gli argini naturali.

87 Effetto che si è registrato con l'innalzamento del colle del Montello che portò lo sbocco in pianura del Piave da Biadene, a Cornuda e, infine, a Nervesa della Battaglia, dove lo troviamo oggi.

88 L'argine naturale si forma spontaneamente lungo la riva per deposito di materiali trasportati dalla corrente nei periodi di piena, quando il fiume tracima; al contrario, gli argini artificiali costituiscono un manufatto antropico atto a confinare il fiume nel proprio alveo.

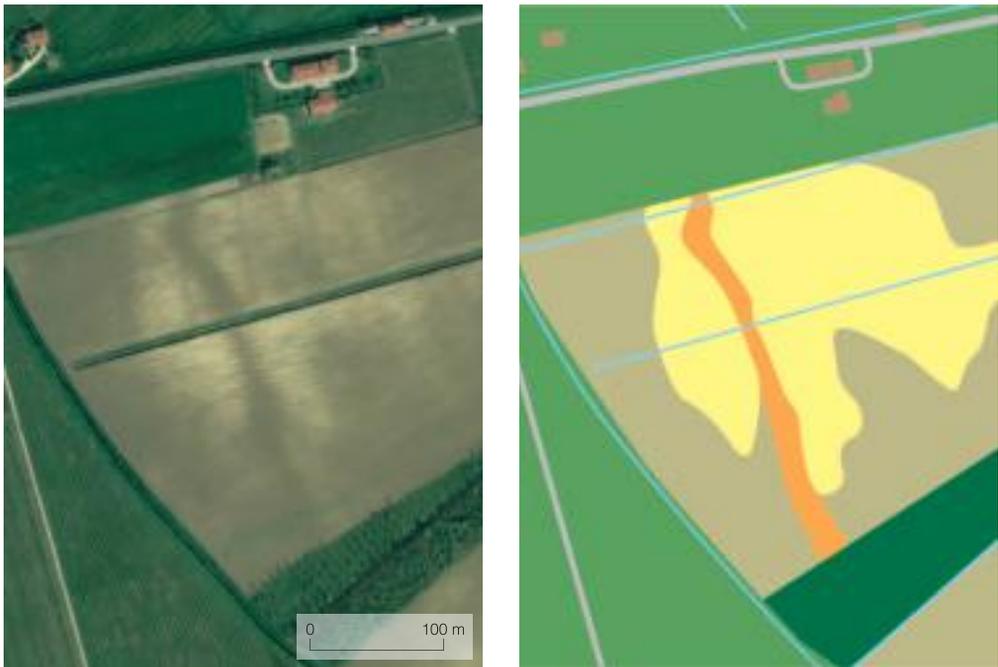


Figura 100 – La diversa natura dei sedimenti depositi lungo gli argini naturali e il successivo riempimento del letto fluviale danno evidenza al tracciato di questo paleoalveo nei pressi di Roncadelle. A sinistra una recente immagine da satellite [Google Earth (2019)], a destra in arancione è evidenziato il tracciato del paleoalveo, in giallo i depositi di argine e di rotta.

### 6.8.1 Il paleoalveo della Canna

Tipologia	Paleoalveo fluviale
Ubicazione	Tenuta di Ca' Tron, Comune di Roncade
Estensione	Circa 108 ha
Altitudine	Circa 4,5 m s.l.m.
Riferimento della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000	Sezione 106130 e 106140
Riferimento della Carta geologica della Provincia di Treviso alla scala 1:10.000	---

Questo geosito è stato selezionato per il suo carattere rappresentativo di una categoria di elementi morfologico-sedimentari peculiari delle aree di pianura e presenti a migliaia sulla

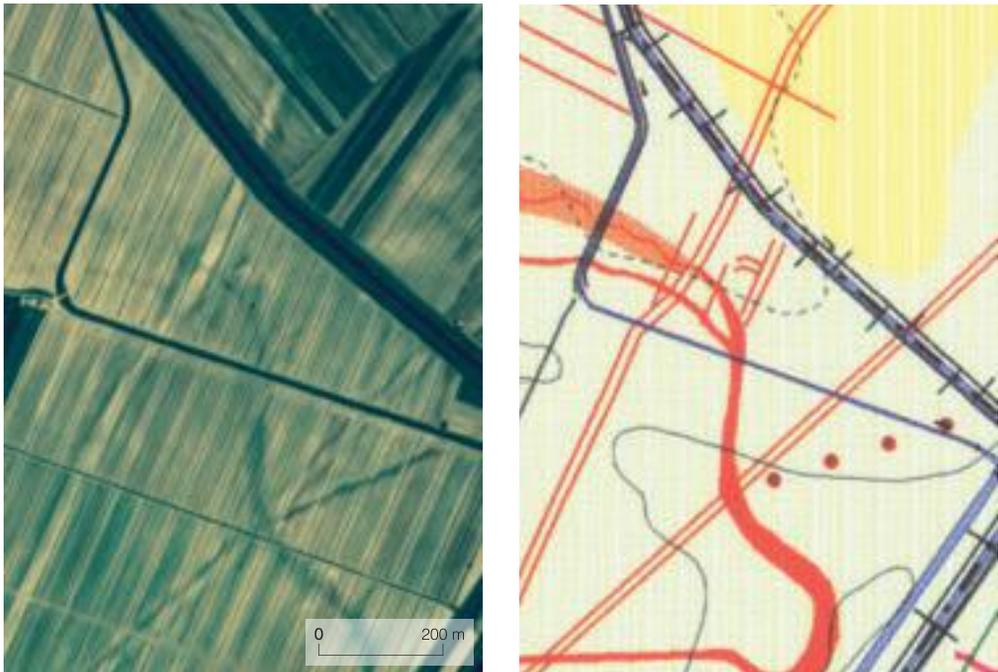


Figura 101 – Il paleoalveo della Canna rappresentato in un'immagine telerilevata (a sinistra) e la sua rappresentazione in carta geomorfologica. [A destra, Bondesan e Busoni (2015)]

superficie planiziale. È un geosito facilmente identificabile attraverso immagini telerilevate, disponibili oggi anche su molte piattaforme online di libero accesso. Non si tratta pertanto di una singolarità geologica e non possiede specifici pregi paesaggistici, tuttavia, questo specifico paleoalveo è particolarmente interessante per i rapporti tra paleoidrografia e popolamento umano nell'antichità.

Il paleoalveo si colloca nella tenuta di Ca' Tron, al margine sud-orientale della provincia di Treviso, in sinistra Sile, ed è probabilmente il risultato della persistenza di un tracciato fluviale molto antico, rimasto attivo in Età Romana e in epoche successive. L'intera tenuta di Ca' Tron è stata studiata a lungo nel corso di ricerche multidisciplinari a carattere geomorfologico-archeologico condotte nei primi anni Duemila dall'Università degli Studi di Padova<sup>89</sup>.

Il complesso di paleoalvei presente nell'area è stato interpretato come un sistema di rotta o, più probabilmente, come un insieme di percorsi di tipo braided in un contesto deposizionale sabbioso con letti ampi e poco profondi (qualche decina di centimetri). Si trattava probabilmente delle propaggini più lontane di antichi rami del Piave, che aveva già imboccato il suo

---

89 Ghedini F., Bondesan A., Busana S. (a cura di) (2002) – La tenuta di Ca' Tron. Ambiente e Storia nella terra dei Dogi. Verona, Cierre Edizioni, 237 pp.; Mozzi P., Bondesan A., Busana M.S., Francese R., Miola A., Valentini G. (2005) – Setting archaeological landscapes within palaeoenvironmental dynamics in the Ca' Tron area, Venice (Italy): a geoarchaeological approach. *Bar International Series*, 1379, 35 – 52; Bondesan A., Meneghel M. (2004), *Geomorfologia della provincia di Venezia*, op. cit.

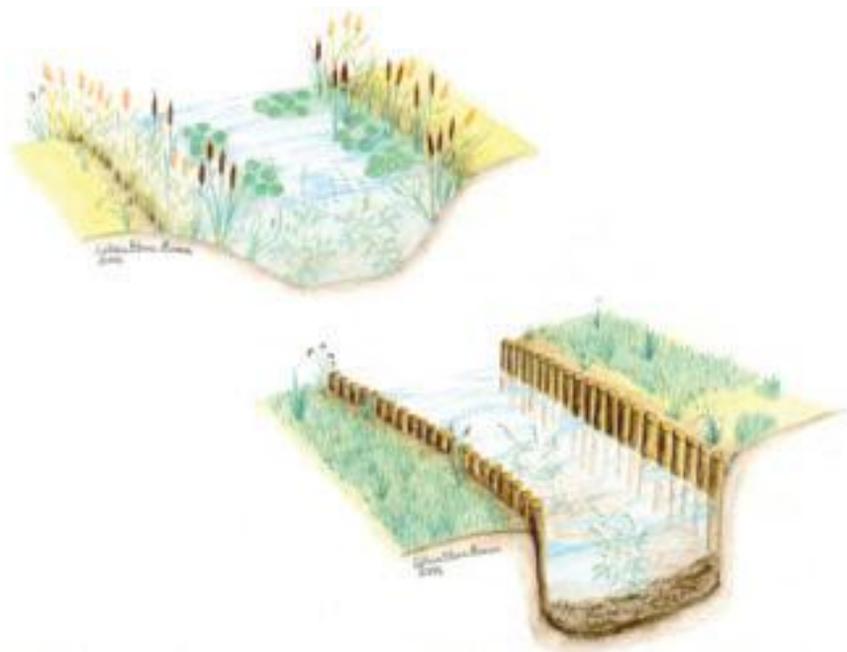


Figura 102 – La ricostruzione pittorica di una sezione del paleoalveo della Cannà rappresenta le specie vegetali riconosciute nei pollini intrappolati nei sedimenti. Sono rappresentati due momenti successivi, rispettivamente precedente e successivo alla frequentazione romana del sito. [Elaborazione di Silvia E. Piovan]

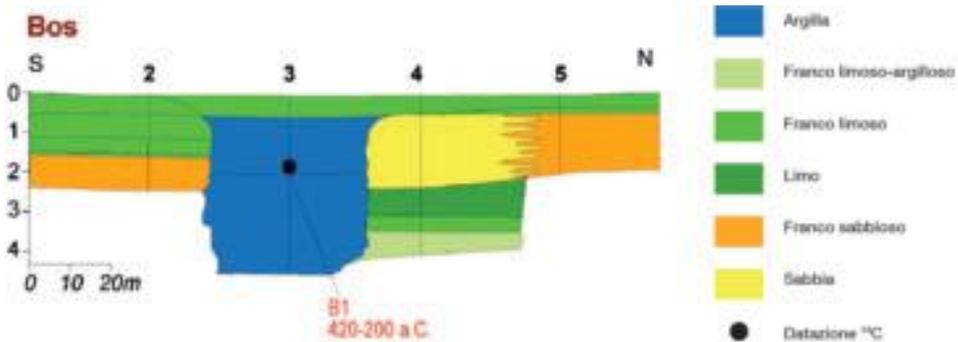


Figura 103 – Sezione geologica trasversale del paleoalveo della Canna. [Da Ghedini et al. (2002)]

nuovo percorso pleistocenico a Nervesa della Battaglia, datati tra i 21.000 e i 16.000 anni fa<sup>90</sup>. La tenuta di Ca' Tron si colloca a ridosso del Fiume Sile, in un punto di cerniera tra il megafan del Piave di Nervesa e il megafan di Bassano formato dagli apporti del Brenta.

Grazie al solco creato dal tracciato più antico, si impostò in epoca storica un piccolo corso d'acqua, profondo poco più di un paio di metri; il fiumiciattolo era probabilmente alimentato dalle acque di risorgiva e contemporaneamente drenava la falda superficiale. Superata la Via Annia, confluivano in esso alcuni affluenti minori e si dirigeva quindi verso la vicina Laguna di Venezia, anche se il percorso è solo ipotizzabile non essendo ben definita la prosecuzione a est oltre il Canale Fossetta.

Il suo tracciato originario è stato regolarizzato dall'Uomo attraverso scavi che ne hanno rettificato alcuni tratti e sostegni di sponda realizzati con pali. Dopo il suo abbandono il letto fu invaso da vegetazione palustre che favorì la decantazione lenta di sedimenti argillosi ricchi di sostanza organica, i quali causarono la completa oblitterazione dell'alveo.

Sia l'alveo, che alcuni siti all'intorno sono stati oggetto di scavi archeologici che hanno condotto ad alcune interessanti scoperte. Tra queste, un edificio rustico romano a breve distanza dal letto del fiume, e soprattutto, i resti di due ponti in corrispondenza dell'incrocio con due percorsi di età differente della via Annia.

Sono state inoltre condotte datazioni geocronologiche su campioni di torba prelevati attraverso carotaggi e analisi dei pollini antichi inglobati nei sedimenti e arrivati pertanto sino a noi. I risultati confermano che il corso d'acqua è rimasto attivo per un tempo estremamente lungo, almeno superiore a 2500 anni.

Sono stati infatti datati alcuni frammenti del ponte di legno rinvenuto in corrispondenza del tracciato viario paleoveneto più esterno che collocano il manufatto attorno al 1000 a.C. Il ponte più interno, realizzato in corrispondenza di una successiva deviazione della Via Annia conseguente un fenomeno di trasgressione della laguna, sembra aver funzionato, con crolli e rifacimenti, dal I secolo d.C. fino al Rinascimento.

90 Bondesan A., Mozzi P., Primon S., Zamboni C. (2002) – Il contesto geomorfologico, in Ghedini S., Busana S. (a cura di), Indagine Ambientale Storico - Archeologica nella tenuta di Ca' Tron (Roncade - Treviso/Meolo - Venezia). Quaderni di Archeologia del Veneto, Giunta Regionale del Veneto, Edizioni Quasar - Canova, 18, 37-38.



# Bibliografia

Abrami G., Massari F. (1968) - La morfologia carsica nel Colle del Montello. *Rivista Geografica Italiana*, Annata LXXV, Fasc. I, pp. 1-13.

Alpago Novello A. (1964) - Ritrovamenti archeologici in Feltre, Belluno. *Tipografia P. Castaldi*, Feltre.

Alpago Novello A. (1972) - Da Altino a Maia sulla via Claudia Augusta. *Cavour*, Milano.

Angelelli F. (2006) - Siti e parchi geo-archeologici, *Geo-Archeologia*, vol. 2006/1.

Antonelli R., Barbieri G., Dal Piaz G.V., Dal Pra A., De Zanche V., Grandesso P., Mietto P., Sedeo R., Zanferrari A. (1990) - Carta geologica del Veneto 1:250.000. Una storia di cinquecento milioni di anni. 32 pp., 55 figg., 1 tav., 1 carta geol., S.E.L.C.A., Firenze.

Antonelli R., Dal Pra A. (1980) - Carta dei deflussi freatici dell'alta pianura veneta con note illustrative. *Quaderni dell'Istituto di ricerca sulle Acque*, 51(I), 185-197.

Arpav - Osservatorio Regionale Suolo (2004) - Carta dei suoli del bacino scolante in laguna di Venezia. *Treviso*.

Arpav - Osservatorio Regionale Suolo (2005) - Carta dei suoli del Veneto, scala 1: 250.000. *Treviso*.

Arpav - Osservatorio Regionale Suolo (2008) - Carta dei suoli della provincia di Treviso. *L.A.C.*, Firenze.

Attfield R. (2007) - Beyond the Earth Charter: taking possible people seriously, *Environmental Ethics*, 29, 4, 359-367.

Avigliano R., Poli M.E., Zanferrari A. (2008) - Buried architecture of the Quaternary Vittorio Veneto basin (NE Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 49, 3-4, 357-368.

Baglioni A., Tosoni D., De Marco P., Arzillero L. (2007) - Analisi del dissesto da frana in Veneto, Regione del Veneto. In: APAT, *Rapporto sulle frane in Italia, Il progetto IFFI, Rapporto 78/2007*, APAT, Roma.

Baldassi B., Nicotra C. & Toniello V. (1973) - L'esplorazione del "Bus de la Genziana" sull'altopiano del Cansiglio. *Atti del Conv. Spel. Friuli Venezia-Giulia, Trieste*, 8-9 dicembre 1973, 115-120.

Bassan V. (1988) - Rilevamento geologico dell'area compresa tra Tarzo e Vittorio Veneto (Trevigiano orientale). *Tesi di laurea, Anno Accademico 1987-1988, Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Padova*. *Inedita*.

Belluco G., Ghiandai F., Madonia P. (2005): Gli ambienti di forra fluviale e fluvio-carsica: la loro importanza nella dinamica degli ecosistemi fluviali. *Atti del XV Congresso della Società Italiana di Ecologia, Torino*.

Bentivenga M., Giovagnoli M., Palladino G., Ruscito V., Sciacca A. P. (2010) - *Interazione*

fra infrastrutture lineari e patrimonio geologico. ISPRA Manuali e Linee guida, 65/1/2010, ISPRA, Roma.

Bertacchini M., Bettelli G., Bonazzi U., Capedri S., Capitani M., Castaldini D., Conti S., Corradini D., Fioroni C., Fontana D., Fregni P., Gasperi G., Giusti C., Lugli S., Marchetti M., Panini F., Panizza M., Pellegrini M., Piacente S., Rossi A., Soldati M., Tosatti G. (1999) - I Beni geologici della Provincia di Modena. Università degli Studi di Modena - Provincia di Modena, Ed. Artioli, Modena.

Bertacchini M., Coratza P., Piacente S. (2002) Paesaggi Culturali. Geologia e Letteratura nel Novecento in Emilia Romagna. Ed. L'Inchiostroblu, Bologna.

Bertelli L., Cantelli L., Castellarin A., Fantoni R., Mosconi A., Sella L. (2002) - Upper crustal style, shortening and deformation age in the Alps along the southern sector of the Transalp Profile. *Memorie di Scienze Geologiche*, 54, pp. 123-126.

Bevilacqua E. (a cura di) (1984) - L'uomo tra Piave e Sile. Quaderni del Dipartimento di Geografia, Università di Padova, 2, 1-91.

Binotto R. (1970) - Storia di Montebelluna e del suo comprensorio. Faggionato editore, Montebelluna.

Bizzotto B. (2005): La struttura cranica di *Protherium Intermedium* (Mammalia: Sirenia) dell'Eocene superiore Veneto. Nuovi contributi alla sua anatomia e sistematica, *Lavori. Soc. Ven. Sc. Nat.*, 30, 107-125.

Blanos R., De Cillia C., Paganini P., Pavan A., Pietrapertosa C., Sterzai P., Coren F. (2009) - Rilievo LIDAR ed iperspettrale della provincia di Treviso. In: PTCP Treviso Elaborati di piano e documenti di studio, Allegato BB, Provincia di Treviso.

Bologni G. (1919) - *Charthusianorum monachorum quies, Promiscuorum libri, L. XIX, 60. In: Le laudi di Nervesa, ora per la prima volta edite su gli autografi e volgarizzate da O. Battistella, di Gerolamo da Bologna. Bandettini, Firenze.*

Bondesan A. & Furlanetto P., 2012. The

Artificial Fluvial Diversions in the Mainland of the Lagoon of Venice during the XVI and XVII Centuries inferred by historical cartography analysis. *Géomorphologie*, 2, 175 - 200.

Bondesan A. (1999) - Una nuova data <sup>14</sup>C nell'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto e la costruzione del suo sandur (pianura del F. Meschio). VIII Convegno Glaciologico Italiano - Bormio, 9-12 settembre 1999: Risposta dei ghiacciai alpini ai cambiamenti climatici.

Bondesan A., Busoni S. (a cura di) (2015) - Geomorfologia della provincia di Treviso. Provincia di Treviso, Università degli Studi di Padova, Antiga Edizioni, Crocetta del Montello.

Bondesan A., Calderoni G., Mozzi P. (2002) - L'assetto geomorfologico della pianura veneta centro orientale: stato delle conoscenze e nuovi dati. In: Zunica M. (a cura di) - Volume in memoria di G. Brunetta. Dipartimento di Geografia, Università di Padova, Padova.

Bondesan A., Caniato G., Vallerani F., Zanetti M. (a cura di) (1998) - Il Sile. Cierre Edizioni, Verona.

Bondesan A., Caniato G., Vallerani F., Zanetti M. (a cura di) (2000) - Il Piave. Cierre Edizioni, Verona.

Bondesan A., Francese R., Coren F., Busoni S., Wardell N. (2011) - The Average Shear Wave Velocity Map of the Province of Treviso: a geomorphological-geophysical integrated project. Iag/Aig Regional Conference 2011, Geomorphology for Human Adaptation to Changing Tropical Environments, Addis Ababa, Ethiopia, February 18-22, 2011.

Bondesan A., Meneghel M. (a cura di) (2004) - Geomorfologia della provincia di Venezia. Padova, Esedra, 516 pp.

Bondesan A., Mozzi P., Primon S., Zamboni C. (2002) - Il contesto geomorfologico. In: Ghedini S., Busana S. (a cura di), *Indagine Ambientale Storico - Archeologica nella tenuta di Ca' Tron (Roncade - Treviso/Meolo - Venezia)*. Quaderni di Archeologia del Veneto, Giunta Regionale del Veneto, Edizioni Quasar - Canova, 18, 37-38.

Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2010) - Carta

- Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084040 - Vittorio Veneto. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2010) - Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 063160 - San Floriano. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2011) - Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 083080 - Segusino 083040 - Marziai. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2011) - Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084020 - Follina 063140 - Ponte Val Maor. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2011) - Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084030 - Tarzo 063150 - Passo di San Boldo. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) - Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084080 - Bagnolo. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 085010 - Cappella Maggiore 085020 - Sacile Ovest. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084010 - Monte Garda 084050 - Combai. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084120 - Conegliano. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 063120 - Nevegal 064090 - Fadalto. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 064130 - Fregona-Mezzavilla 064140 - Coltura. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 085050 - Godega di Sant'Urbano. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084110 - Barbisano. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084060 - Farra di Soligo. Scala 1:10.000.
- Bondesan A., Preto N., Busoni S. (2013) Carta Geologica della Provincia di Treviso. Sezione 084070 - Refrontolo. Scala 1:10.000.
- Boschieri F., Merlo R., Tonon M. (1998) - Proposte per l'ecomuseo - Un progetto per il museo diffuso della Comunità Montana del Grappa. Ed. Montebelluna, Montebelluna.
- Boscolo C., D'Alberto L., Mion F. (2006) - Atlante delle sorgenti del Veneto. ARPAV.
- Bosellini A. (1989) - La storia geologica delle Dolomiti. Nuove Edizioni Dolomiti, Predazzo (TN).
- Bosellini A. (2005) - Storia geologica d'Italia. Gli ultimi 200 milioni di anni. Zanichelli, Bologna.
- Bosellini A., Masetti D., Sarti M. (1981) - A Jurassic "Tongue of the ocean" infilled with oolitic sands: the Belluno trough, Venetian Alps, Italy. *Marine Geology*, 44, 59- 95.
- Bozzo G.P., Semenza E. (1973) - Nuovi elementi tettonici del Vallone di Fadalto e loro inquadramento nella struttura del Veneto nord-orientale. *Bollettino del NMuseo Civico di Storia Naturale di Venezia*, 24, Suppl., 11-15.
- Braga G. (1966) - Briozoi dell'Oligocene di Possagno. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 4, 2.
- Braga G.P. (1979) - Tentativo di interpretazione del paleoambiente in una serie oligo-miocenica di Follina (Devigiano orientale) per mezzo delle forme zoariali dei briozoi. *St. Trentini Sc. Naturali, Acta Geol.*, 56, Trento, 125-188.
- Braitenberg C., Grillo B., Nagy I., Zidarich S., Piccin A. (2007) - La stazione geodetico-geofisica ipogea del Bus de la Genziana. *Pian del Consiglio, da Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan"*, 41, 105-120.
- Burlando M. (2003) - I geositi, un patrimonio dei

parchi naturali regionali in “geologia dell’ambiente” 1/2003, 45-51.

Busoni S., Dalla Rosa A., Garlato A., Giandon P. (2008) - Suoli e cartografia in provincia di Treviso. In: *La cartografia*, 19, pp. 34-46, Firenze.

Busulini A., Beschin C. (2009) - Prima segnalazione di crostacei decapodi nella “Marna di Possagno” (Eocene superiore - Italia Nordorientale). *Lavori Soc. Ven. Sc. Nat.*, 34, 111-118.

C.N.R. (1990-1992) - Structural model of Italy. Scale 1:500.000, sheets I -II -III -IV. Selca Publisher, Firenze.

Cancian G., Ghetti S., Semenza E. (1985) - Aspetti geologici dell’Altipiano del Cansiglio. In: *Aspetti Naturalistici Veneti*, 2. II Convegno del Centro Ecologico del Cansiglio “Cansiglio, Laboratorio culturale” Volume 10, Supplemento.

Carton A. (2005) - Alpi e Prealpi centro orientali: cenni di geologia e geomorfologia. *Biogeografia delle Alpi e Prealpi centro-orientali*, *Biogeographia*, XXVI, 19-42.

Carton A., Bondesan A., Fontana A., Meneghel M., Miola A., Mozzi P., Primon S., Surian N. (2009) - Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River system (Northeastern Italy) since the Last Glacial Maximum. *Géomorphologie*, 3, 155 - 174.

Casadoro G., Castiglioni G.B., Corona E., Massari F., Moretto M.G., Paganelli A., Terenziani F., Toniello V. (1976) - Un deposito tardowürmiano con tronchi sub fossili alle Fornaci di Revine (Treviso). *Bollettino Comitato Glaciologico Italiano* 2, 24, 22-6

Castellarin A., Vai G.B. (a cura di) (1982) - Guida alla geologia del sudalpino centro-orientale. Società Geologica Italiana, X, Roma.

Castiglioni B. (1923) - Le tracce glaciali del Col Visentin presso Belluno. *Atti Acc. Sc. Veri. Trent. Istr.*, 14, 48-66.

Castiglioni B. (a cura di) (2005) - Montello. Paesaggi carsici. Architettura di una relazione unica tra uomo e ambiente. Museo di Storia

Naturale e Archeologia di Montebelluna e Università di Padova, Dipartimento di Geografia. Cierre Grafica, Sommacampagna (VR).

Castiglioni B., Ferrario V. (2005) - Tra Montello e città diffusa. La percezione del paesaggio e delle sue trasformazioni. In: “Montello”- 3KCL Karstic Cultural Landscape, Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, 115-123.

Castiglioni G.B. (1960) - Bosco del Cansiglio. *Atlante Internazionale dei fenomeni carsici*. Foglio 26. Padova.

Castiglioni G.B. (1964) - Forme del carsismo superficiale sull’Altopiano del Cansiglio. *Atti dell’Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti*, Stamperia di Venezia, 122, a.a. 1963-1964, 327-344.

Castiglioni G.B. (1986) - *Geomorfologia*. Utet, Torino, 436 pp.

Castiglioni G.B., Pellegrini G.B. (2001) - Note illustrative della carta geomorfologia della pianura padana. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, supplemento IV. Comitato Glaciologico Italiano, Torino.

Casto L., Zarlenga F. (1997) - I beni culturali a carattere geologico del Lazio, Ed. ENEA, Roma.

Cau A., Fanti F. (2011) - The oldest known metriorhynchid crocodylian from the Middle Jurassic of North-eastern Italy: *Neptunidraco ammoniticus gen. et sp. nov.* *Gondwana Research*, 19, 550 -565.

Cecchinell L. (1999) - Al tràgol jért. L’erta strada da strascino. *All’insegna del pesce d’oro*. Scheiwiller, Milano.

Chemello I. (2008) - Le risorgive a Bressanvido e Sandrigo. *Aspetti geologici e idrologici*. Comitato Risorgive di Bressanvido, Ed. CIRF, Venezia.

Codice dei Beni Culturali e del Paesaggio (2004), articoli 2, 136, 142.

Comisso G. (1958) - *La mia casa di campagna*. Longanesi, Milano.

Costa V., Doglioni C., Grandesso P., Masetti D.,

- Pellegrini G.B., Tracanella, E. (1996) - Note illustrative del Foglio 063 Belluno. Carta geologica d'Italia alla scala 1.50.000. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- Cucchi F., Finocchiaro F. (a cura di) (2010) - Geositi del Friuli Venezia Giulia, Regione Autonoma FVG e Università degli Studi di Trieste, Trieste.
- D'Andrea M., Colacchi S., Gramaccini G., Lisi A., Luger N. (2003) - Un progetto nazionale per il censimento dei geositi in Italia. *Geologia dell'Ambiente*, 1/2003, 25-33.
- Dal Bo S. (1991) - *Primavere cenedesi e altre stagioni*. Dario De Bastiani Editore, Vittorio Veneto.
- Dal Pra' A. (1983) - Carta idrogeologica dell'alta pianura veneta. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Ministero della Pubblica Istruzione. Istituto di Geologia dell'Università di Padova.
- Dal Pra' A., Fabbri P., Bortoletto C. (1992) - Il sistema idrogeologico artesiano ed il suo sfruttamento nell'area tra Treviso e il fiume Piave (media pianura veneta). *Memorie di Scienze Geologiche dell'Università di Padova*, 44, 151-170.
- Dall'Arche L., Zanferrari A. (1979) - Sull'origine e l'età di alcuni depositi conglomeratici della valle del fiume Soligo (Prealpi Venete Orientali). *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta geologica*. Trento, Museo Tridentino di Scienze Naturali, 56, 53-68
- Dall'Arche L., Toniello V., Mattana U. (1979) - I limiti raggiunti dall'antico ghiacciaio del Piave nella Valle Lapisina e in Valmareno (Treviso). *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta geologica*, 56, 39-52.
- De Nale M. (1995) - Cansiglio "Terra Cimbria", Associazione culturale Cimbri del Cansiglio
- De Nardi A. (1965) - Schema tettonico del Massiccio del Cansiglio - Cavallo nelle Prealpi friulane occidentali. *Mem. Ace. Patav. SS.LL. AA., Sc. Mat. e Nat.*, 77, Padova, 137-148.
- De Nardi A. (1978) - Il Cansiglio - Cavallo. Lineamenti geologici e morfologici. Azienda Foreste Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia. Azienda di Stato per le Foreste Demaniali, Doretti, Udine.
- Denton G.H., Porter S.C. (1970) - Neoglaciation. *Scientific American*, 222, 101-110.
- Doglioni C. (1988) - Examples of strike-slip tectonics on platform-basin margins. *Tectonophysics*, 156, 293-302.
- Doglioni C. (1990) - Thrust tectonics examples from the Venetian Alps. *Studi Geologici Camerti*, volume speciale, 117 -129.
- Don E. M. Jr. (1979) - The Interrelationship of Ecological Science and Environmental Ethics, *Environmental Ethics*, I, 3, 195-207.
- ESAV (1996) - I suoli dell'area a DOC del Piave. Provincia di Treviso. Ente di Sviluppo Agricolo del Veneto, Serie Pedologia n.2, Padova.
- ESAV (1998) - I suoli dell'area a DOC del Prosecco di Conegliano-Valdobbiadene. Report inedito.
- Ferrarese F., Sauro U. (2001) - Le doline: aspetti evolutivi di forme carsiche emblematiche. *Le Grotte d'Italia*, c.V, 2 (2001), 25-38.
- Ferrarese F., Sauro U. (2005) - La geomorfologia del Montello. In: "Montello", 3KCL Karstic Cultural Landscape, Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, 27-38
- Ferrarese F., Sauro U. (2005) - The Montello hill: the "classical karst" of the conglomerate rocks. *Acta carsologica*, 34, 2, Ljubljana, 439-448.
- Ferrarese F., Sauro U., Tonello C. (1997) - Carta geomorfologica del Montello, scala 1:20.000. Università di Padova, Dipartimento di Geografia, Padova.
- Ferrarese F., Sauro U., Tonello C. (1998) - The Montello Plateau. Karst evolution of an alpine neotectonic morphostructure. *Z. Geomorph., suppl.-Bd 109*, Berlino, 41-62.
- Fontana A., Mozzi P., Bondesan A. (2004) - L'evoluzione geomorfologica della pianura veneto-friulana. In: Bondesan A., Meneghel M., Note illustrative della carta geomorfologica della provincia di Venezia. *Esedra*, Venezia, 113-136.

- Fontana A., Mozzi P., Bondesan A. (2008) - Alluvial megafans in the Veneto-Friuli Plain: evidence of aggrading and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International*, 189, 71-89.
- Fontana A., Mozzi P., Bondesan A. (2010) - Late Pleistocene evolution of the Venetian-Friulian Plain. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, n. 21 (Suppl. 1), S181-S196.
- Fontana A., Mozzi P., Marchetti M. (2014) - Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Review Article Sedimentary Geology*, 301, 15 Marzo 2014, 150-171.
- Fraccaro P. (1939) - La via Claudia augusta Altinate. *Rendiconti dell'Istituto Lombardo di SS.LL.*, LXXII, Panfilo Castaldi, Pavia.
- Gadda C. E. (1964) - *Le meraviglie d'Italia*. Gli anni, Einaudi, Milano.
- Ghedini F., Bondesan A., Busana S. (a cura di) (2002) - *La tenuta di Ca' Tron*. Ambiente e Storia nella terra dei Dogi. Cierre Edizioni, Verona.
- Ghetti S. & Cancian G. (1989) - Stratigrafia del "Bus de la Genziana" (Cansiglio, Prealpi Venete). *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 65, 125-140.
- Gradstein M. F., Ogg G. J., Schmitz M. D., Ogg M. G. (2012) - *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam.
- Grandgirard V. (1997) - *Géomorphologie, protection de la nature et gestion du paysage*. Thèse de doctorat en géographie, Université de Fribourg, 210 p.
- Grillo B. (2007) - Contributo alle conoscenze idrogeologiche dell'Altopiano del Cansiglio. *Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan"*, 41, 5-15.
- Grillo B., Braitenberg C., Nagy I. (2010) - I clinometri di Bus de la Genziana (1000VTV). *Speleologia Veneta*, 18, 109-117.
- Gruppo Speleologico Cai Vittorio Veneto (s.d.). *Catasto Grotte: Rilievi delle cavità del territorio della Comunità Montana delle Prealpi Trevigiane*.
- Hedberg H.D. (1976) - *International Stratigraphic Guide*. Wiley, New York.
- Lovat R., Schiavon E., Spagna V., Toffoletto F. (2009) - *Le forme del terreno viste dal cielo: il Veneto*. Atlante geomorfologico. Regione del Veneto - ARPAV, Padova.
- Manfrè E. (supervised by Galgaro A., Mietto P., Preto N.) (2013) - *The geological trail of Grotte del Caglieron*. Stampatori della Marca, Marcantonio Flaminio, Carmina. Libro 3, 19, vv. 5-6. Ed. Res, San Mauro (TO), ed. 1993.
- Marinelli O. (1922) - *Atlante dei tipi geografici*. Desunti dai rilievi al 25000 e al 50000 dell'Istituto Geografico Militare. De Agostini Grandi Opere, Novara.
- Masoli M., Ulcigrai F. (1969) *Studio stratigrafico e sedimentologico della serie mesozoica e terziaria nei dintorni di Follina (Treviso)*. *Studi Trentini di Scienze Naturali, Sezione A, Abiologica*, 46, 92-134.
- Massari F. (1975) - *Sedimentazione ciclica e stratigrafia del Tortoniano superiore - Messiniano tra Bassano e Vittorio Veneto*. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 31, Padova, 3 -57.
- Massari F., Grandesso P., Stefani C., Jobstraibizer P.G. (1986) - *A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to recent, Southern Alps, Italy)*. In: Allen P.A. & Homewood P. (eds), *Foreland Basins, International Association of Sedimentologists Special Publication*, 8, 141-168.
- Massoli-Novelli R. (2003) - *Una strategia per la geoconservazione: il geoturismo*. *Geologia dell'ambiente*, 1/2003, 17-24.
- Mattana U. (1978) - *Terrazzi quaternari presso Vittorio Veneto*. Istituto di Geografia, Università di Padova. Estratto da: Gruppo di Studio del Quaternario Padano, *Quaderno n. 4*, Parma.
- Mazzotti G. (1978) - *Il Sile*. *Quaderni del Sile*, 1-2, pp. 12-17.
- Melchiorre M. (2011) - *La banda della superstrada Fenadora - Anzù (con vaneggiamenti sovrersivi)*. Laterza. Bari.

- Menegaldo M. (2011) - I geositi della provincia di Treviso. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Scienze MM. FF. NN., relatori Bondesan A., Busoni S., a.a. 2010-2011.
- Mietto P. (2005) - Storia della ricerca speleologica, della relazione tra uomo e grotte. In: "Montello", 3KCL Karstic Cultural Landscape, Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, 73-82.
- Mietto P., Sauro U. (1989) - Grotte del Veneto: paesaggi carsici e grotte del Veneto. Regione del Veneto.
- Ministero dell'Ambiente e della tutela del Territorio e del Mare (2010) - 6° Elenco ufficiale delle aree protette, Decreto 27 aprile 2010, Supplemento ord. N.115 alla G.U. n.125 del 31/05/2010.
- Miola A., Bondesan A., Corain L., Favaretto S., Mozzi P., Piovan S., Sostizzo I. (2006) - Wetlands in the Venetian Po Plain (north-eastern Italy) during the Last Glacial Maximum: vegetation, hydrology, sedimentary environments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141, 53-81.
- Modena P., Zangheri P., Basso B. (2007) - Censimento e studio delle risorgive ricadenti nel territorio provinciale. In: PTCP Treviso Elaborati di piano e documenti di studio, Allegato CC, Provincia di Treviso.
- Mozzi P., Bondesan A., Busana M.S., Francese R., Miola A., Valentini G. (2005) - Setting archaeological landscapes within palaeoenvironmental dynamics in the Ca' Tron area, Venice (Italy): a geoarchaeological approach. *Bar International Series*, 1379, 35 - 52.
- MURST (1997) - Carta Geomorfologica della Pianura Padana, 3 fogli, scala 1:250.000, SELCA, Firenze.
- MURST (1997)- Carta altimetrica e dei movimenti verticali del suolo della Pianura Padana. 3 fogli, scala 1:250.000, SELCA, Firenze.
- Muscio G. (2001) - Grotte e fenomeno carsico: la vita nel mondo sotterraneo. Quaderni habitat n. 1, Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio - Museo Friulano di Storia Naturale - Comune di Udine, Udine.
- Muscio G. (2001) - Risorgive e fontanili. Acque sorgenti di pianura dell'Italia settentrionale - Aspetti geologici e morfologici, Quaderni habitat n. 2, Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio - Museo Friulano di Storia Naturale - Comune di Udine, Udine, 13-28.
- Nocentini S. (2004) - Parchi e riserve di varia tipologia e altre aree protette. In: Italia - Atlante dei tipi geografici, Istituto Geografico Militare, Firenze, 391-394.
- Orombelli G. (2011) - Holocene mountain glaciers: a global overview. *Geografia Fisica e Dinamica uaternaria*, 34, 17-24.
- Orombelli G. (2017) - Una successione di avanzate e ritiri: dall'ultima glaciazione alla crisi attuale. In: Comitato Glaciologico italiano, Itinerari glaciologici sulle montagne italiane, 12, vol.1, 27-52.
- Panizza M. (2001) - Geomorphosites. Concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, 46, 4-6.
- Panizza M., Piacente S. (1993) - Geomorphological assets evaluation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 87, 13-18.
- Paolillo A., Zanetti D. (2004) - Il Montello, Zanetti Ed., Vicenza.
- Pattaro G. (1993) - Il fiume Piave. Studio idrologico storico. Pavan editore Treviso.
- Pavia G., Bortolami G., Damarco P. (2004) - Censimento dei geositi del settore regionale Collina di Torino e Monferrato. Regione Piemonte - Quaderno Scientifico n.5.
- Pellegrini G.B, Albanese D., Bertoldi R., Surian N. (2005) - La deglaciazione nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria Supplemento* 7, 271-280.
- Pellegrini G.B. (a cura di) (2000) - Carta geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 63 Belluno e note illustrative. Servizio Geologico d'Italia, Regione del Veneto, 141 p.
- Pellegrini G.B., (2004) - Valli di sovrainposizione e antecedenza. Italia - Atlante dei tipi geografici, Istituto Geografico Militare, 167-169.

- Pellegrini G.B. (2018) - Geomorfologia del territorio bellunese negli scritti di Giovanni Battista Pellegrini. Fondazione G. Angelini con Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Grafiche Erredici, Padova.
- Pellegrini G.B., Surian N., Albanese D. (2006) - Landslide activity in response to alpine deglaciation: the case of the Belluno Prealps (Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29, 185-196.
- Pellegrini G.B., Surian N., Albanese D., Degli Alessandrini A., Zambrano R. (2006) - Le grandi frane pleistoceniche di Marziai e dei Collesei di Anzù e loro effetti sull'evoluzione geomorfologica e paleoidrografica della Valle del Piave nel Canale di Quero (Prealpi Venete). *Studi Trentini Scienze Naturali, Acta Geologica* 81, 87-104.
- Pellegrini G.B., Surian N., Urbinati C. (2004) - Dating and explanation of Late Glacial - Holocene landslides: a case study from the Southern Alps, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 48 (2), 245-258.
- Pellegrini G.B., Zambrano R. (1979) - Il corso del Piave a Ponte nelle Alpi nel Quaternario, *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 56, 69-100.
- Penck A., Brückner E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 1199 p., Leipzig
- Pereira P., Diamantino Pereira D. (2010) - Methodological guidelines for geomorphosite assessment, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2, 215-222.
- Piacente S., Poli G. (2003) - La memoria della Terra, la terra della memoria, Ed. L'Inchiostroblu, Bologna.
- Pianetti Franco (1978) - Il corso del Sile: ipotesi geologiche. *Quaderni del Sile e di altri Fiumi*, 1.
- Piovan S., Mozzi P. (2011) - Il ruolo della geologia e della geomorfologia nella definizione del paesaggio fisico della Valsana. In: *Esercizi di paesaggio*, Regione Veneto, Venezia, 125-129.
- Piovene G., (1993) - *Viaggio in Italia*. Baldini & Castoldi, 2a ed.
- Poli G. (2003) - Geositi, una occasione di valorizzazione e di integrazione allo sviluppo di aree marginali. *Geologia dell'Ambiente*, 1/2003, 35-43.
- Poli G. (a cura di) (1999) - *Geositi Testimoni del Tempo*. Fondamenti per la conservazione del patrimonio geologico. Regione Emilia Romagna, Servizio Paesaggio, Parchi e Patrimonio Naturale Ed. Pendragon Bologna.
- Praturlon A. (1986) - Protezione dei beni geologici e paleontologici, *Giornata dell'Ambiente - Roma 5 giugno 1985 - Atti dei convegni Lincei* n.76
- Praturlon A. (1999) - Problems of the conservation of geotopes in Italy. *II Int. Symp. on the conservation of our geological heritage. Mem. Descrittive della Carta Geol. d'Italia*, 54, 23-28.
- Provincia di Treviso (2000) - *Atlante dei vincoli territoriali*. Treviso.
- Provincia di Treviso (2000) - *Atlante del paesaggio trevigiano*. Le aree soggette a tutela paesaggistica e ambientale. Treviso.
- Provincia di Treviso (2004) - *Ricerche limnologiche sui Laghi di Revine*. Attività svolte nel 2002 sui laghi di Santa Maria e Lago. Treviso.
- Provincia di Treviso (2005) - *Atlante delle aree produttive della Provincia di Treviso*. Q.U.A.P.-Qualità Urbanistica delle Aree Produttive. Provincia di Treviso, Unindustria Treviso, Piano Strategico Provincia Treviso.
- Provincia di Venezia (1992) - *Bimestrale di informazione*, n. 5-6 "Speciale Aree Protette", 94-99.
- PTCP, 2011. *Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale*. Provincia di Treviso, Treviso.
- Reato S. (1983) - Significato paleoecologico di una malacofauna eocenica superiore della marna di Possagno (Trevigiano Italia NE) nell'ambito delle faune bentoniche della Tetide, *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 22, 1-2, 65-75.
- Reato S. (1985) - *Geologia dei dintorni di Asolo*. In: *La Rocca di Asolo (Treviso): nota preliminare per un progetto di ricerca*, a cura di G. Rosada. *Quaderni di Archeologia del Veneto*, I, 1985,

Giunta Regionale del Veneto.

Reato S. (2006) - Geomorfologia dei terrazzi torrentizio-glaciali prewürmiani e würmiani generati dalla valle del Lästego, al confine tra Possagno, Fietta e Paderno del Grappa (Trevigiano nord-occidentale). De Rerum Natura, Quaderni del Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, 4, 17-24.

Reato S. (2008)- Aggiornamenti di geotettonica: la Pedemontana tra Bassano del Grappa e Pederobba (TV), De Rerum Natura, Quaderni del Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, n. 5, pp. 47-62

Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Catasto regionale delle Grotte del Friuli Venezia Giulia

Regione Emilia-Romagna (2004) - Geologia e Turismo. Opportunità nell'economia del paesaggio, Atti del convegno, Bologna 2004.

Regione Veneto - Giunta Regionale e Provincia di Treviso (2003) - Piano d'Area del Montello.

Reynard E., Fontana G., Kozlik L., Scapozza C. (2007) - A method for assessing "scientific" and "additional values" of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, Jg. 62 2007/Heft 3, 148-158.

Ricci Lucchi F., Vai G.B (1973) - La conservazione dei beni geologici. *Natura e montagna*, 1, Convegno "Beni culturali ed enti locali, Bologna, 19 dicembre 1971.

Rosenberry D.O., LaBaugh J. W, Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water, *Techniques and Methods: 4 - D2*, US-Department of Interior, US Geological Survey.

Saccon L. (2003) - *Alti paesaggi*, Ed. Antilia, Treviso.

Saccon L. (2011) - Il paesaggio delle colline dell'Alta Marca trevigiana e l'architettura spontanea della Valsana. In: *Esercizi di paesaggio*. Regione del Veneto, vol. 4, 91-103.

Sauro U. (1972) - *Le Prealpi Venete*. *Natura e Montagna*, Ser. 4, Anno XII, 2, Bologna, 9-20.

Sauro U. (1987) - Aspetti morfologici del Montello. In: *Atti del convegno di studi naturalistici sul Montello*. Amministrazione e biblioteca comunali dei Comuni di Crocetta, Giavera, Nervesa e Volpago. Nervesa della Battaglia, 7 giugno 1987.

Sauro U. (2004) - Altopiani carsici. In: *Italia. Atlante dei tipi geografici*, Istituto Geografico Militare, 306-310.

Sauro U. (2004) - Strutture monoclinali. In: *Italia. Atlante dei tipi geografici*, Istituto Geografico Militare, 285-287.

Schiavon E., Spagna V. (1987) - Carta delle unità geomorfologiche, 1: 250.000. Regione del Veneto.

Schumm S. A. (1977) - *The fluvial system*. Wiley, New York.

Scudeler Baccelle L., Reato S. (1988) - Cenozoic algal biostromes in the eastern Veneto (northern Italy): a possible example of non-tropical carbonate sedimentation- *Sedimentary Geology*, 60, 197-206.

Secco G. L. (1992) - *La Piave*, Belumat Editrice, Belluno

Settis S. (2010) - *Paesaggio Costituzione Cemento*. La battaglia per l'ambiente contro il degrado civile, Einaudi, Torino.

Sigea (2010) - Il patrimonio geologico della Puglia - Territorio e Geositi. Sigea, suppl. al n.4/2010 di *Geologia dell'Ambiente*.

Smiraglia C. e Diolaiuti G. (a cura di) (2015) - Il nuovo catasto dei ghiacciai italiani. EvK2CNR, Bergamo.

Steenen N. (1679) - *De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus. Ad serenissimum Ferdinandum 2. magnum Etruriae ducem*. Lugd. Batav.: apud Jacobum Moukee.

Susmel L. (1994) - *I rovereti di pianura della Serenissima*. Cleup, Padova.

Taylor C. J., Greene E. A. (2008) - Chapter 3 of *Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water*. In: *Rosenberry O. D., LaBaugh J. W., Techniques*

and Methods 4 -D2 U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey

Toniello V. (1973) - Brevi note sul carsismo profondo dell'Altopiano del Cansiglio. *Boll. Mus. Ven.*, Suppl., 24, Venezia, 33-41.

Toniello V. (1975) - Nota sul rinvenimento di un certo numero di tronchi parzialmente fossilizzati in un deposito situato in località "Le Fornaci" nel comune di Revine (TV). In: *Atti del 5° Convegno sulla Storia Naturale delle Prealpi Venete*, Gruppo Spontaneo Naturalisti delle Prealpi Venete, Treviso., 243-251.

Toniolo A.R. (1907) - Il Colle del Montello. *Rivista Geografica Italiana*, *Memorie Geografiche*, 1, 257-393.

Trevisani E., Bizzotto B., Papazzoni C.A. (2009) -The Priabonian platform of the Venetian Prealps in the "Flessura Pedemontana" (southern Altopiano di Asiago and southern Monte Grappa massif, Northern Italy): a case history of confused lithostratigraphic nomenclature. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 128, 3, 739-745.

UNESCO (1972) - Convenzione riguardante la protezione sul piano mondiale del patrimonio culturale e naturale, Parigi, 16 novembre 1972.

Venzo S. (1938) - La presenza del cattiano a moluschi nel Trevigiano e nel Bassanese; serie terziaria e geomorfologia del Trevigiano occidentale. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 57, pp. 179-206.

Venzo S. (1977) - I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa valle del Piave da Quero al Montello e del Paleopiave nella valle del Soligo (Treviso). *Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, Padova, 30, 1-64.

Venzo S., Petrucci F., Carraro F. (1976) - L'apparato morenico, fluvio-glaciale e fluviale del Paleopiave della Valle del Soligo da Revine a Pieve di Soligo (Treviso), scala 1: 30.000.

Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. XXX, Padova.

Visotto S., Giulini P., Fassina C., Della Bella G., (2013) - Le risorgive del Sile, tra campi chiusi, "fontanassi" e torbiera. *Quaderno operativo di educazione ambientale permanente*. Ed. Astea, Quarto d'Altino (TV).

Wimbledon A.P. (1999) - Geosites - an International Union of Geological Sciences initiative to conserve our geological heritage. *Polish Geological Institute Special Papers*, 2, 5-8

Yang T. (2006) - Towards an egalitarian global Environmental Ethics, *Environmental Ethics and International Policy*, Unesco 2006, pp.23-45

Zampieri D. (2005) - Elementi di geologia. In: "Montello", 3KCL Karstic Cultural Landscape, Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, 21-25.

Zampieri D., Ferrarese F., Sauro U. (2005) - Aspetti delle speleogenesi del Montello. In: "Montello", 3KCL Karstic Cultural Landscape, Museo di Storia Naturale e Archeologia di Montebelluna, 39-42.

Zanetti M. (1995) - Il Piave fiume vivente. Ambiente, flora e fauna del basso corso fluviale. *Nuova Dimensione Ediciclo*.

Zanzotto A. (1981) - *Vocativo*. Mondadori, Milano, 2° ed.

Zanzotto A. (1962) - *Ecloga IX*. In: *IX Ecloghe*, Mondadori, Milano.

Zanzotto A. (1986) - *E s'ciao*. In: *Idioma*. Mondadori, Milano.

Zanzotto A. (1986) - *La contrada*. *Zauberkräft*. In: *Idioma*. Mondadori, Milano.

Zanzotto A. (1990) - *Gli sguardi i fatti e senhal*. Mondadori, Milano.

Zotti N. (1980) - *Il Bosco del Montello in oda rusticale espresso*. A cura di Milani M., versione di De Mattè E., Corbo e Fiore editori, Venezia.



Finito di stampare  
da Grafiche Antiga spa  
Crocetta del Montello (TV)  
ottobre 2019

