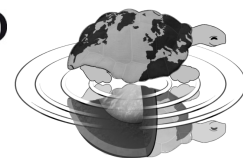




UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO
SCUOLA DI DOTTORATO
TERRA, AMBIENTE E BIODIVERSITÀ



Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
Ciclo XXIII

**Paleosuoli ed altri archivi paleoambientali per la
ricostruzione delle fluttuazioni oloceniche della
treeline alpina e appenninica**

Ph.D. Thesis

Chiara Compostella
Matricola R07620

Tutore
Dott. Luca Trombino

Anno Accademico
2010-2011

Coordinatore
Prof. Elisabetta Erba

*We shall not cease from our exploration
And at the end of all our exploring
Will be to arrive where we started
And know the place for the first time.*

T.S. Eliot

Indice

I Parte	1
1 Abstract	1
2 Introduzione	5
2.1 Lo studio delle variazioni climatiche oloceniche	5
2.2 Il suolo come strumento di ricostruzione paleoambientale	6
2.2.1 I suoli in ambiente montano	6
2.2.2 I paleosuoli	9
2.2.3 L'indagine pedologica e paleopedologica	10
2.2.4 L'indagine micromorfologica	10
2.2.5 Gli archivi paleoambientali	11
2.3 Il limite degli alberi	13
2.3.1 Ecologia del limite degli alberi	14
2.3.2 Dinamica del limite degli alberi	16
2.4 L'impatto dell'uomo in ambiente montano	17
2.5 Scopo del lavoro	18
3 Aree di studio	21
3.1 Passo Gavia	22
3.1.1 Inquadramento geografico	22
3.1.2 Inquadramento geologico	23
3.1.3 Inquadramento geomorfologico	26
3.1.4 Inquadramento climatico	27
3.1.5 Inquadramento vegetazionale	29
3.1.6 Frequentazione antropica	32
3.2 Monte Cusna	33
3.2.1 Inquadramento geografico	33
3.2.2 Inquadramento geologico	33
3.2.3 Inquadramento geomorfologico	37
3.2.4 Inquadramento climatico	38
3.2.5 Inquadramento vegetazionale	39
3.2.6 Frequentazione antropica	40

4 Materiali e metodi	41
4.1 Analisi pedologiche	41
4.1.1 Descrizione dei profili	41
4.1.2 Campionamento.....	42
4.1.3 Analisi di laboratorio.....	43
4.1.4 Analisi micromorfologiche.....	45
4.2 Analisi pedoantracologiche.....	46
4.2.1 Campionamento.....	46
4.2.2 Analisi di laboratorio.....	46
4.3 Analisi dei macroresti	47
4.3.1 Analisi dei macroresti di torbiera	48
4.3.2 Analisi entomologica.....	49
4.4 Analisi dendroecologiche	49
4.4.1 Campionamento.....	49
4.4.2 Metodi di stima dell'età.....	50
4.4.3 Analisi di laboratorio.....	52
4.5 Analisi della vegetazione.....	52
4.5.1 Rilievo fitosociologico	52
 Il Parte.....	 55
 5 Alpine Podzols and Holocene treeline fluctuations in the Central Italian Alps	 55
5.1 Abstract.....	55
5.1.1 Keywords.....	55
5.2 Introduction.....	56
5.3 Study area	57
5.4 Materials and methods.....	58
5.4.1 Soil sampling	58
5.4.2 Soil analysis and micromorphological observation	59
5.5 Results	60
5.5.1 Soil profiles	60
5.5.2 Diagnostic horizons	63
5.5.3 Micromorphological observation	64
5.6 Discussion.....	66
5.7 Conclusions.....	68
5.8 Acknowledgements.....	68

5.9 References	69
6 Late Holocene soil evolution and treeline fluctuations in the Northern Apennines.....	73
6.1 Abstract.....	73
6.1.1 Key words.....	74
6.2. Introduction	74
6.3 Materials and methods.....	75
6.3.1 Study area	75
6.3.2 Soil sampling	77
6.3.3 Soil analysis and micromorphological observation.....	77
6.3.4 Extraction and identification of charcoals and insect remains	78
6.3.5 Charcoal quantification	78
6.3.6 Radiocarbon dates	78
6.3.7 Dendrochronological sampling and analysis.....	79
6.4. Results	79
6.4.1 Soil profiles	79
6.4.2 Micromorphology.....	82
6.4.3 Anthracological analysis	83
6.4.4 Insect remains.....	84
6.4.5 Radiocarbon dates	85
6.4.6 Dendrochronology	86
6.5 Discussion.....	88
6.5.1 Soil evolution	88
6.5.2 Environmental history	88
6.5.3 Treeline dynamics	89
6.6 Conclusions	90
6.7 Acknowledgements	91
6.8 References	92
6.9 Appendix 1	96
6.10 Appendix 2	98
7 Holocene environmental history at the treeline in the Northern Apennines: a micromorphological approach	101
7.1 Abstract.....	101
7.1.1 Keywords.....	102
7.2 Introduction	102
7.3 Matherials and methods.....	103

7.3.1 Study area	103
7.3.2 Methods	104
7.4 Results	106
7.4.1 Field observations.....	106
7.4.2 Micromorphology	107
7.5 Discussion.....	111
7.5.1 Upper unit.....	111
7.5.2 Deeper unit	112
7.5.3 Environmental history	114
7.6 Conclusions.....	114
7.7 Acknowledgements	115
7.8 References.....	116
7.9 Appendix 1.....	120
7.10 Appendix 1.....	122

8 Growth forms and age estimation of treeline species125

9 Different treeline types show contrasting responses to climate fluctuations.....139

9.1 Summary.....	139
9.1.1 Key words.....	140
9.2 Introduction.....	140
9.3 Methods	141
9.3.1 Study areas.....	141
9.3.2 Field work.....	143
9.3.3 Climatic data.....	144
9.3.4 Analysis	144
9.4 Results	146
9.4.1 Altitudinal limits and treeline spatial structure.....	146
9.4.2 Age structure	146
9.4.3 Altitudinal limits and climatic data	150
9.5 Discussion.....	152
9.5.1 Treeline shape and dynamics in the studied sites	152
9.5.2 Climatic features.....	152
9.5.3 Comparison between different treeline types	154
9.6 Conclusion	155
9.7 Acknowledgements.....	155

9.8 References	156
10 Archivi paleoambientali in ambiente alpino: l'analisi dei macroresti	159
10.1 Torbiera di Cedec	160
10.1.1 Descrizione delle zone.....	160
10.1.2 Osservazioni mediante trivellate	163
10.1.3 Identificazione dei frammenti legnosi	164
10.2 Profilo GAV8	165
10.3 Val Cedec: discussione dei dati paleoambientali.....	167
10.4 Torbiera del Lago Nero	170
10.4.1 Descrizione delle zone.....	170
10.4.2 Osservazioni mediante trivellate	174
10.4.3 Identificazione e datazione dei frammenti legnosi e dei carboni	175
10.5 Valle delle Messi: discussione dei dati paleoambientali	177
10.6 Ricostruzione paleoambientale dell'area di studio.....	179
III Parte	185
11 Conclusioni	185
Ringraziamenti	189
Bibliografia	191

Capitolo 1

Abstract

The aim of this research is the reconstruction of Holocene environmental changes at the treeline in three study areas along a gradient from continental to oceanic climate; the study was carried out in two areas in the Central Italian Alps (Valtellina and Val Camonica) and in one in the Northern Apennines (Mt. Cusna area).

To outline the complex interactions between soil, vegetation, climate and human activity, a multidisciplinary approach was necessary, combining pedological and paleopedological investigation, soil micromorphology, pedoanthracology, macroremains analysis and dendrochronology.

Firstly, we characterized current soils to outline present relations between soil, climate and vegetation. These results were necessary to correctly interpret data from the subsequent paleosol analyses. Paleopedological study, through the identification of forest paleosols above the current treeline, allowed to identify the altitudinal shift of the treeline during the Holocene. Micromorphological analyses highlighted processes driving soil development; we could analyze the parent material effect on soil development, correlate different sampling site and identify different climatic phases that have affected study areas.

Macroremains and charcoals analyses allowed to reconstruct vegetation compositions during the different climatic phases. Macroremains analysis was performed on peat samples and allowed a detailed environmental reconstruction. Charcoals were extracted from soil samples and were identified to reconstruct forest composition at the treeline; we performed also the identification of insect exoskeleton fragments found in soils, which provided detailed paleoecological information.

Dendrochronological analysis was performed along altitudinal transects, in order to estimate the effect of the current warming on vegetation and to assess how treelines respond to climate change, in order to better interpret data about the past fluctuations.

In the Alpine sites we focused on Podzols, typical soils linked to conifer forest cover; podzols were sampled at different elevations, along an altitudinal transect from closed forest to alpine grassland; we compared their macroscopical, physical, chemical and micromorphological characteristics, to assess if the profiles above the present treeline are in equilibrium with the present environmental conditions or if they are relict soils formed under more favorable climate conditions with higher treeline. Our analysis confirmed the second hypothesis; Podzol above present treeline are relict soil, very well preserved, with the same translocation rate of the lower ones and without traces of regressive pedogenesis. The identification of relict Podzols allowed to estimate a minimum rise of 250 m of the treeline probably during the Holocene climatic optimum.

In this study area we performed also a macroremains analysis in two peatlands, to correlate vegetation history with forest paleosols; a tree log found at the base of one peat section was AMS dated to 9090y cal BP, suggesting that the rise of the treeline to higher elevations occurred in the early Holocene.

On the Apennines we performed two main studies, the first with multidisciplinary approach (field observation, pedoanthracological analysis, soil micromorphology and dendrochronology) to reconstruct Late Holocene soil

evolution and environmental changes at the treeline, and the second with micromorphological approach, to outline processes of soil evolution and to outline how micromorphology can help in reconstructing environmental change in areas where paleosols are available as proxy archives.

In the first study, we described nine soil and paleosols profiles across the present treeline; physical and chemical analyses, pedoanthracological and micromorphological observations were carried out and tree ring analysis was performed to outline recent disturbance events. All studied soils consisted of two superimposed units. The lowermost, with a well developed B horizon, is the result of intense brunification process, the superficial unit, up to 1 m thick, consists of colluvium deposits with poorly developed pedogenesis. Below the present treeline, *Abies* and *Fagus* dominated the anthracological assemblages in the buried B horizon and *Abies* charcoals were AMS dated to 790-670 y cal BP. Above the treeline, *Abies* and *Laburnum* dominated the anthracological assemblages in the buried B horizon and *Laburnum* charcoals were dated to 3920-3700 cal BP; the anthracological assemblages in the buried overlying Ab horizon was dominated by *Abies*, *Laburnum* and *Vaccinium* with abundant insect remains dated to late Middle Age. Our analyses indicate the occurrence of forests well above the present treeline in the Early-Mid Holocene; the lowering of the treeline probably started during Late Holocene but open forest or treed heathland occurred at high altitude until recent times. Colluvial episodes and the burial of paleosols probably took place through successive events during Modern Age; tree ring analysis indicated that such phase occurred at least during the 18th and early 19th century.

In the second study on the Apennines, we focused on the potentiality of micromorphology as a tool for paleoenvironmental reconstruction in areas where paleosols are available as proxy archives. We studied nine soil profiles across the present treeline; from field observations it was possible to divide all the profiles into two main units: the upper one, the recent soil of colluvial origin, and the deeper one, the underlying buried, more developed paleosol. The micromorphological approach provided detailed information concerning the nature of the two sequences: we could reconstruct four principal phases of paleosol development, identify multiple colluvial layers and determine the origin of the colluvial material. So we demonstrated that the micromorphology approach represents a powerful tool in multidisciplinary paleoenvironmental study, due to the high level of resolution in outlining the successive phases of soil evolution.

Finally, we analyzed the response of the treeline to the current global warming; so, we performed a detailed, individual-based survey of different treeline types in our study areas, to assess treeline structure and dynamics in areas with different treeline type, species composition and bioclimatic conditions.

All the tree individuals were recorded and described along altitudinal transects from the closed forest to the species limit; the age of each individual was assessed through a core or estimated through the individuation of annual growth units, using a method purposely developed. The structure and dynamics of the treeline ecotone was described through the main altitudinal limits and the abruptness pattern of tree height, density and age. Our study showed that treeline was markedly different in the three areas, with diffuse treeline on the Alps, but with advancing dynamics only in one site (Valtellina), and abrupt and completely static treeline on the Apennines, even if the climatic parameters at the species limit were much more favourable than the alpine ones. A main role

is probably played by species composition which is in turn determined by bioclimatic features and historical events.

In conclusion, we demonstrate the importance of a multidisciplinary approach to paleoclimate studies, to overcome the not uniform distribution of paleoenvironmental archives; an approach combining abiological and biological disciplines has proved to be useful to understand the response of the treeline to the past and present climate changes. Soils have proved to be excellent palaeoenvironmental archives; micromorphological analysis, in particular, is able to show the temporal succession of the different phases of soil evolution and the corresponding environmental.

The present research also underlines the importance of monitoring the current situation in order to better interpret the palaeoenvironmental evidence; the responses of vegetation to climate change at high altitude are not linear, although they are obviously climate-dependent. It has been observed how the treeline position is influenced by the bioclimatic profile of the different study areas and by the species composition of arboreal vegetation at its altitudinal limit. This information must be taken into account, both for the interpretation of palaeoenvironmental data and in the case of predictive studies, aiming to model the response of ecosystems to current climate change.

Capitolo 2

Introduzione

2.1 Lo studio delle variazioni climatiche oloceniche

L'Olocene, ovvero il periodo che va da circa 11500 anni cal. BP ad oggi, è stato spesso considerato un periodo relativamente stabile da un punto di vista climatico, soprattutto se paragonato alle grandi fluttuazioni climatiche che hanno determinato l'alternanza di periodi glaciali e interglaciali (Petit *et al.*, 1999; Sigman e Boyle, 2000; Siegenthaler *et al.*, 2005). Negli ultimi anni però si sono moltiplicati gli studi che hanno evidenziato come variazioni climatiche si siano succedute ripetutamente anche nel corso dell'Olocene con una ciclicità dell'ordine delle decine di secoli (Porter e Orombelli, 1985; Haas *et al.*, 1998; Mayewski *et al.*, 2004 e riferimenti al suo interno).

Molte sono le tecniche che sono state utilizzate per ricostruire le fluttuazioni climatiche oloceniche, a partire dagli studi relativi alle avanzate e ai ritiri glaciali (ad esempio, per quel che riguarda le Alpi, Furrer, 1991; Oerlemans, 2005; Holzhauser *et al.*, 2005; Joerin *et al.*, 2006, 2008), direttamente influenzate da parametri climatici; i ghiacciai infatti rispondono alle variazioni climatiche e sono oggi strettamente monitorati per registrare le continue modificazioni nella loro geometria, considerate una delle conseguenze dell'attuale riscaldamento climatico. Informazioni aggiuntive provengono da studi effettuati su altri importantissimi archivi di dati paleoambientali; tra le tecniche maggiormente utilizzate possiamo ricordare le analisi di parametri fisici di sedimenti lacustri (Magny *et al.*, 2009), le analisi paleobotaniche di pollini e macroresti (Haas *et al.*, 1998; Lotter *et al.*, 2006; Wehrli *et al.*, 2007), le analisi sulla dinamica del limite degli alberi (Tinner e Theurillat, 2003; Nicolussi *et al.*, 2005), lo studio di assemblaggi di insetti (soprattutto chironomidi, Ilyashuk *et al.*, 2009).

Un ulteriore approccio è quello paleopedologico; lo studio dei paleosuoli, ovvero di quei suoli non considerati in equilibrio con le attuali condizioni climatiche, può fornire preziose informazioni riguardo la storia climatica di un'area quando sia possibile distinguere tra pedogenesi attuale, ancora in via di espressione, ed antica, ormai inattiva (Costantini *et al.*, 2006).

Le analisi paleopedologiche sono quindi ampiamente utilizzate per le ricostruzioni paleoambientali e per indagare gli effetti dei cambiamenti climatici passati, data la diretta influenza del clima e della vegetazione sull'evoluzione dei suoli. Questo tipo di approccio è comunemente utilizzato nella ricostruzione delle fluttuazioni recenti del limite degli alberi, considerato uno dei più importanti indicatori di condizioni climatiche in ecosistemi montani e boreali (e.g. Körner, 1998; Heiri *et al.*, 2006).

2.2 Il suolo come strumento di ricostruzione paleoambientale

Il suolo può essere definito come un corpo naturale indipendente, con una propria morfologia dovuta all'interazione tra clima, organismi del suolo, materiale originario (*parent material*), topografia e tempo (Dokuchaev, 1967). Il pedologo svizzero Hans Jenny (1941) ha ripreso la precedente definizione sintetizzandola nell'equazione:

$$s = f(\text{cl}, \text{o}, \text{r}, \text{p}, \text{t})$$

dove per *s* intendiamo il suolo, che è funzione dei fattori: clima (*cl*), organismi (*o*), rilievo (*r*), *parent material* (*p*), tempo (*t*). Questa formula rappresenta un ottimo modello qualitativo per la definizione dei fattori pedogenetici che governano l'equilibrio del sistema suolo.

Il suolo è quindi un sistema complesso e può essere visto come il risultato dell'integrazione tra la componente organica e quella minerale di un ecosistema (Giordano, 1999). I processi responsabili di questa trasformazione sono riconoscibili in base ai caratteri che inducono nell'aspetto e nella composizione del suolo su cui agiscono, e sono alla base della classificazione ecologica proposta dal pedologo francese Duchaufour (1983).

2.2.1 I suoli in ambiente montano

Le aree nelle quali è stato svolto questo studio abbracciano ambienti di bosco chiuso e brughiera alberata fino al limite degli alberi, ed ambienti di prateria, alcuni di questi soggetti a fenomeni erosivi anche di notevole entità. Suoli poco sviluppati, caratterizzati da un blocco della pedogenesi provocato da condizioni locali legate alla litologia, alla dinamica di versante o a fattori climatici come l'altitudine, sono diffusi nelle aree montane, oltre il limite degli alberi. Questi sono costituiti da un orizzonte superiore composto da materia organica parzialmente decomposta e un orizzonte inferiore da roccia alterata (Figura 2.1), e vengono chiamati suoli poco evoluti nella classificazione francese (Duchaufour, 1976), Entisuoli nella Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999), Regosuoli nel sistema FAO-UNESCO (FAO-UNESCO, 1990); quando il grado di evoluzione è leggermente superiore si può parlare di suoli umiferi desaturati (Duchaufour, 1976), Inceptisuoli (Soil Survey Staff, 1999) o Cambisuoli (FAO-UNESCO, 1990).

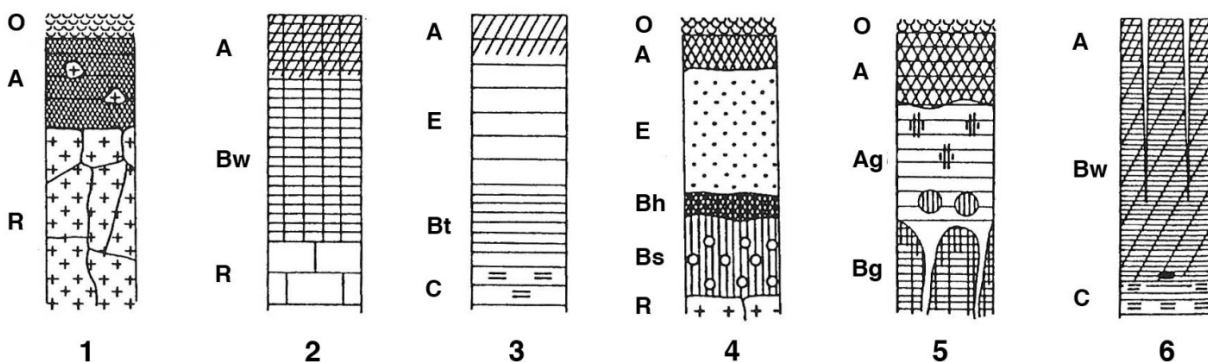


Figura 2.1: Principali tipi di suoli derivanti dai processi descritti per le aree di studio: 1) suolo poco evoluto (ranker); 2) suolo bruno; 3) suolo bruno liscivito; 4) podzol; 5) pseudogley; 6) vertisuolo (modificato da: Duchaufour, 1983).

Al di sotto del limite degli alberi, in particolare in ambiente forestale a latifoglie, la pedogenesi può procedere più intensamente e la materia organica può evolversi decomponendosi rapidamente; in questo modo vengono liberati ioni ferro, che scendono nel profilo in soluzione con l'acqua e si legano alle argille negli orizzonti inferiori (Giordano, 1999; Sequi, 2006), formando idrossidi di ferro che colorano di bruno l'orizzonte (brunificazione, fig. 3.1.2). Si tratta di un processo zonale, ossia caratteristico di una determinata area geografico-climatica, in questo caso la fascia temperata. A questo processo si associa in molti casi il lisciviaggio (dal francese lessivage, Duchaufour, 1977), ovvero la migrazione delle argille verso il fondo del profilo, dovuta ancora ai movimenti di acqua nel suolo (Figura 2.1); questo accade in presenza di una maggiore quantità di argille di neoformazione, ossia prodotte dall'alterazione e dalla disgregazione della componente minerale del suolo ad opera degli agenti esterni. A livello di classificazione, questi suoli rientrano tra i suoli bruni e bruni lisciviati (Duchaufour, 1976), tra i Luvisuoli (FAO-UNESCO, 1990) o, a seconda della quantità di argilla, della struttura e del tasso di saturazione in basi, tra Inceptisuoli, Alfisuoli e Ultisuoli (Soil Survey Staff, 1999).

In altre condizioni, anziché ad un processo di brunificazione, si può assistere ad un'evoluzione della pedogenesi differente. Se il suolo ha subito una acidificazione spinta e presenta un orizzonte organico poco decomposto (Cremaschi e Rodolfi, 1991), si può avere un notevole sviluppo di acidi organici che attaccano il reticolo cristallino dei minerali primari e delle argille, liberando ferro e alluminio che si legano alla sostanza organica (Giordano, 1999). I composti così formati tendono a migrare con l'acqua verso il basso, lasciando, al di sotto dell'orizzonte organico nero, un orizzonte di eluviazione di colore molto chiaro; lo segue l'orizzonte in cui questi composti precipitano (Figura 2.1), molto alterato e di colore nerastro se prevale la sostanza organica, arrossato se il ferro presente è in grado di ossidare. Questo processo è chiamato podzolizzazione, per via del colore chiaro tipico dell'orizzonte eluviale (podzol, in russo, significa "suolo cinereo"). La formazione di suoli podzolici (Duchaufour, 1976; FAO-UNESCO, 1990) o Spodosuoli (Soil Survey Staff, 1999) può avvenire grazie a vari fattori ecologici: anzitutto un clima molto più continentale di quello favorevole alla brunificazione, che tenda a rallentare la decomposizione della lettiera superficiale, come nella fascia climatica boreale, in cui i podzol sono suoli tipici. Oppure, anche in ambienti più temperati, grazie a condizioni di stazione particolari, come la quantità di argille fini e di ferro libero nel profilo, che se associati ad una forte acidità potrebbero rivelarsi insufficienti all'avvio della brunificazione (Duchaufour, 1983). Infine l'innescarsi della podzolizzazione può essere favorito dalla copertura vegetale: foreste di conifere e arbusteti ad ericacee tendono a formare grandi quantità di lettiera di difficile decomposizione e nel contempo acidificano fortemente il terreno (Pignatti, 1995), creando la situazione ideale per lo svolgimento del processo.

Quelli descritti finora sono alcuni dei grandi processi tipici di intere zone climatiche, ma la diversità dei suoli che si osserva è dovuta soprattutto all'affiancarsi a questi processi di effetti legati a condizioni locali, che spesso ostacolano e deviano la pedogenesi, fino a nasconderla sotto caratteri differenti. Uno dei fattori locali più diffusi nell'area di studio è la saturazione idrica, a cui seguono normalmente condizioni di riduzione (Giordano, 1999). Questo fenomeno provoca una serie di caratteri di importanza diagnostica, detti di idromorfia, relativi alla mobilizzazione del ferro e del manganese. In ambiente saturo e anossico, la sostanza organica in soluzione mobilizza prima il manganese e poi il ferro, che entrano in soluzione in forma ridotta e vengono trasportati nel

profilo. Quando le condizioni riducenti scompaiono, i due elementi ridepositano sotto forma di ossidi, formando screziature nero/rossastre nella struttura del suolo. In condizioni di saturazione più lunga e regolare, come ad esempio l'oscillazione stagionale dell'acqua di falda, vengono a formarsi striature e concrezioni di diverso colore (pseudogley, Figura 2.1): rossastre dove si ha la deposizione degli ossidi, biancastre e decolorate lungo le vie preferenziali in cui circola l'acqua acida e riduttrice (Giordano, 1999). In stazioni in cui la saturazione è permanente, il ferro viene ridotto quasi completamente e migra in profondità sotto forma di sali verdastri, colorando fortemente il profilo e mascherando completamente la pedogenesi precedente. Per questo motivo, questi tipi di suoli sono classificati come suoli idromorfi (Duchaufour, 1976), Gleysuoli e Stagnosuoli (FAO-UNESCO, 1990) o suddivisi tra Alfisuoli, Entisuoli, Ultisuoli, Inceptisuoli e Mollisuoli con regime di umidità aquico (Soil Survey Staff, 1999).

Esistono anche processi, definiti di pedoturbazione, in grado di omogeneizzare i caratteri all'interno del profilo. Il rimescolamento dei componenti può avvenire a causa di diversi fenomeni, tra cui la bioturbazione e la vertisolizzazione. L'azione degli organismi viventi del suolo (bioturbazione) è in grado di rimaneggiare grandi quantità di materiale, non solo tramite gli apparati radicali della vegetazione, ma soprattutto grazie ai movimenti della fauna del suolo. In questo modo la sostanza organica viene incorporata in profondità, distruggendo l'aggregazione già presente e conferendo uniformità al profilo.

La vertisolizzazione, invece, è un processo che avviene in presenza di argille "gonfianti" e di regime climatico contrastato, con alternanza di stagioni umide e secche. Le argille gonfianti appartengono al gruppo delle smectiti, e in misura minore a quello delle vermiculiti, possiedono in alternanza ai foglietti T-O-T uno strato in grado di incorporare molecole d'acqua in quantità variabile (Klein, 2004). In ambiente umido tendono quindi ad espandersi assorbendo acqua nel proprio reticolo, per poi perdere nuovamente volume quando le condizioni tornano secche. A livello macroscopico, il suolo tende a fratturarsi durante la stagione secca, formando fessure in superficie che, con le prime piogge, vengono riempite da materiale degli orizzonti superiori o trasportato dall'esterno. Quando l'acqua penetra nel profilo le argille nel suolo si gonfiano nuovamente, e queste sacche vengono sigillate. Negli anni, questo movimento porta all'incorporamento di grandi quantità di materiale superficiale, soprattutto organico, che rende il profilo di colore molto scuro; inoltre il rimescolamento rende omogenei i caratteri preesistenti del suolo, nascondendo altri tipi di processo pedogenetico (Figura 2.1). Anche in questo caso, le diverse classificazioni prevedono un raggruppamento proprio: i Vertisuoli (Duchaufour, 1976; FAO-UNESCO, 1990; Soil Survey Staff, 1999). Quando i processi vertici non sono così spinti, si possono comunque avere fenomeni di argilloturbazione, purché l'orizzonte presenti determinate quantità di argille provenienti direttamente dalla roccia madre. Gli effetti di questo fenomeno sono apprezzabili prevalentemente a livello micromorfologico (Embrechts e Stoops, 1987; Mariani, 2010).

Suoli particolari sono, infine, quelli che vengono classificati come torbe (Duchaufour, 1976) o Istosuoli (FAO-UNESCO, 1990; Soil Survey Staff, 1999), ovvero suoli costituiti in larga parte da materiale organico di origine vegetale e caratterizzati da saturazione idrica almeno per diversi mesi all'anno. Sono i suoli che costituiscono le torbiere e sono distribuiti principalmente nelle regioni artiche subartiche e boreali, anche se sono presenti anche in aree montane. Il processo attraverso cui si ha formazione di Istosuoli è la paludizzazione, che porta allo

sviluppo della torba, ovvero un accumulo di sostanza organica, che conferisce il tipico colore molto scuro al deposito, in ambiente anossico e saturo d'acqua, che determina normalmente la tendenza all'idromorfia (Giordano, 1999).

2.2.2 I paleosuoli

Con il termine paleosuolo si intende un'entità geopedologica che testimonia processi pedogenetici avvenuti o iniziati nel passato, nella cui formazione il tempo sia stato fattore determinante (Yaalon, 1971; Birkeland, 1974; Cremaschi, 1987; Cremaschi e Rodolfi, 1991). La definizione comprende un'ampia serie di casi, legati alla sequenza degli eventi che hanno interessato il suolo (Figura 2.2).

- **Suoli sepolti** (Ruellan, 1971). Detti anche geosuoli (Morrison, 1967), sono corpi pedologici coperti da una coltre sedimentaria sufficiente ad isolarli dai processi pedogenetici in atto. Si tratta quindi di suoli fossili, utili come marker, indicatori paleoclimatici e paleoambientali di grande precisione. Spesso il processo di seppellimento provoca erosione parziale degli orizzonti superficiali, con conseguente troncatura del profilo, che viene quindi ritrovato incompleto.
- **Suoli relitti** (Ruellan, 1971) e **policiclici** (Bos e Sevink, 1975). Sono suoli superficiali che presentano figure attribuibili a processi pedogenetici differenti dagli attuali. Questo tipo di paleosuolo mostra quindi caratteri riferiti a due o più fasi pedogenetiche diverse susseguitesi nel tempo, in assenza di fenomeni apprezzabili di apporto o erosione che abbiano modificato la superficie.
- **Suoli composti** (Morrison, 1967) e **complessi** (Duchaufour, 1983). Particolari casi di suoli sepolti, in cui la copertura sedimentaria è stata a sua volta soggetta a pedogenesi. Nel primo caso il suolo recente entra in contatto con il paleosuolo sottostante, ma questo non subisce modificazioni. Nel secondo la pedogenesi, se più intensa o in corso da più tempo, è in grado di agire anche sulla parte superiore del paleosuolo, che mostrerà quindi figure relative ad entrambi i processi.

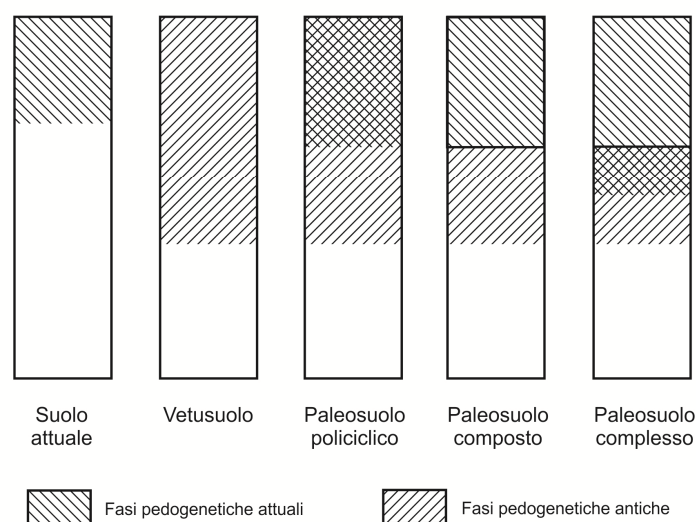


Figura 2.2: Schema morfologico dei vari tipi di paleosuolo in relazione al rapporto spaziale tra pedogenesi antica e recente (modificato da Giordano, 1999).

• **Vetusuoli** (Cremaschi, 1987), o **suoli antichi** (Duchaufour, 1977). Si tratta, semplicemente, di suoli molto antichi. Esistono corpi pedogenetici connessi a superfici ancora esposte dal Pleistocene, che mostrano evidenze di una stessa pedogenesi protrattasi in modo continuo fino al presente. L'espressione dei caratteri in questi suoli risulta estrema, proprio a causa del fattore tempo.

La paleopedologia può considerarsi la branca storica della pedologia e si basa sulla constatazione che nei paleosuoli si conservano memorie materiali delle condizioni climatiche, vegetazionali, geomorfologiche che hanno caratterizzato la pedogenesi, riconoscibili sotto forma di figure pedologiche (Trombino, 1998; Poli, 1999). La diagnosi dei diversi processi che le hanno originate permette di indagare con successo sull'evoluzione dei paleoambienti e del paleoclima.

2.2.3 L'indagine pedologica e paleopedologica

Come già accennato in precedenza, l'evoluzione dei suoli è governata in larga misura da fattori ambientali, in particolare da clima e vegetazione; se, sulla base delle caratteristiche ambientali di una certa regione, è possibile dedurre il tipo di suolo sotteso a tale contesto ambientale, è anche vero il contrario, ovvero date determinate proprietà diagnostiche di un suolo è possibile dedurre il contesto di formazione. E' quindi possibile mettere in luce i processi pedogenetici che hanno portato allo sviluppo dei paleosuoli, anche se le condizioni ambientali che ne hanno permesso lo sviluppo non sono più osservabili direttamente. In questo tipo di approccio, i paleosuoli sepolti e i geosuoli sono i migliori indicatori paleoclimatici, in quanto più facilmente interpretabili per le loro proprietà generalmente meglio preservate; i vetusuoli e i suoli policiclici si prestano meno in quanto la lunga pedogenesi o la sovrapposizione di più stadi generalmente determina la sovrapposizione di più generazioni di figure diagnostiche, rendendo quindi molto difficoltosa la separazione delle diverse fasi climatiche (Cremaschi e Rodolfi, 1991).

2.2.4 L'indagine micromorfologica

Con il termine micromorfologia si intende una particolare metodologia di studio applicata a sezioni sottili di campioni indisturbati di suolo, mediante l'uso di tecniche microscopiche; questa metodologia permette di identificare i diversi componenti del suolo e le loro relazioni nello spazio e nel tempo, ad una scala non visibile ad occhio nudo. L'obiettivo della micromorfologia è quello di mettere in luce i processi responsabili della formazione di un suolo e delle sue successive modificazioni; proprio per questo la micromorfologia rappresenta uno strumento fondamentale per lo studio della genesi, della classificazione e dell'uso dei suoli e dei paleosuoli (Bullock *et al.*, 1985; Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010). E' lo stesso Kubiëna, uno dei padri fondatori di questa tecnica, a sottolineare come non esistano altre metodologie in grado di rivelare la natura e la complessità di un suolo poligenico ad un dettaglio pari a quello fornito dalla micromorfologia, e nello stesso tempo in grado di fornire indicazioni riguardo la sua formazione (Kubiëna, 1971).

L'approccio micromorfologico allo studio dei suoli è ormai una metodologia ampiamente consolidata in molti settori, tra i quali l'archeologia (Cremaschi e Trombino, 1999; Goldberg and Berna, 2010) e lo studio dell'influenza antropica (Trombino, 2007; Delhon *et al.*, 2009; Sagedeit, 2009) la paleopedologia (Yaalon, 1971;

Cremaschi e Trombino, 1998; Kemp, 1998; Kühn, 2003; Scarciglia *et al.*, 2003; Cremaschi e Negrino, 2005; Sageidet, 2009; Zerboni *et al.*, 2011); in particolare i cambiamenti climatici che hanno caratterizzato l'Olocene, con alternanza di fasi fredde e fasi calde, sono stati registrati nei suoli sotto forma di strutture particolari, osservabili a scala microscopica (Stoops *et al.*, 2010). L'osservazione, il riconoscimento e l'interpretazione di queste particolari strutture può essere, quindi, di grande aiuto nelle ricostruzioni paleoambientali. L'interpretazione delle microstrutture riconoscibili nei paleosuoli è possibile grazie al confronto con quanto osservabile nei suoli attuali, operazione non sempre di facile realizzazione in quanto spesso i paleosuoli stessi sono il risultato di più fasi pedogenetiche consecutive, impostatesi una sull'altra in epoche successive; le microstrutture e le figure che ne derivano sono quindi spesso sovrapposte le une sulle altre, cosa che ne rende spesso complessa la lettura (Stoops *et al.*, 2010).

2.2.5 Gli archivi paleoambientali

Come accennato all'inizio di questo capitolo, nell'ambito delle ricostruzioni paleoambientali, largo uso trovano diverse tecniche che hanno come scopo finale la determinazione delle vegetazioni presenti in una determinata area e in un certo momento nel passato; tra queste tecniche, le più diffuse e ampiamente accettate sono le analisi polliniche, le analisi dei macroresti (vegetali e animali) e le analisi dei carboni di legno (solo qualche esempio in Tinner *et al.*, 1996; Haas *et al.*, 1998; Tinner e Theurillat, 2003; Tinner e Kaltenrieder, 2005; Lotter *et al.*, 2006; Talon, 2010).

Le analisi polliniche sono ampiamente utilizzate nelle ricostruzioni della storia delle vegetazioni e dei cambiamenti climatici in quanto permettono una elevatissima risoluzione dei risultati (Ravazzi e Strick, 1995; Pini, 2002; Pini *et al.*, 2009; Pini *et al.*, 2010). Particolare cura va però posta nell'interpretazione di questi risultati; i granuli pollinici, infatti, soprattutto per le specie anemofile, possono venire trasportati dal vento anche su distanze molto grandi e ben al di fuori dell'area in cui una specie sia effettivamente presente (McDonald e Ritchie, 1986; Birks e Birks, 2001). In particolare, in ambiente montano il polline delle vegetazioni di quote più basse è facilmente trasportato verso l'alto dai movimenti delle masse d'aria in risalita e depositato ad altitudini più elevate. Questi movimenti di polline possono così mascherare la reale composizione della vegetazione locale, specialmente in situazioni dove non vi sia vegetazione arborea e dove la produzione di polline sia minore (Tinner e Theurillat, 2003). Ciò fa sì che talvolta non esista una diretta relazione tra concentrazione di polline registrata in un deposito lacustre e presenza delle specie a cui il polline appartiene nelle immediate vicinanze del sito di prelievo (McDonald e Ritchie, 1986; Birks e Birks, 2001).

Al contrario i macroresti vegetali (semi, frutti, capsule, otricelli, frammenti di legni) consentono ricostruzioni più affidabili, dato che il loro peso, superiore a quello dei pollini, fa drasticamente diminuire le possibilità di un loro accidentale trasporto e di conseguenza più elevata è la probabilità che essi appartengano a piante che crescevano direttamente nel sito di campionamento o nelle sue immediate vicinanze (Birks e Birks, 2001). Per tale ragione essi assumono una notevole importanza in studi inerenti la ricostruzione dei limiti degli alberi e l'evoluzione della vegetazione alpina (e.g. Haas *et al.*, 1998; Tobolski e Ammann, 2000; Tinner e Theurillat, 2003; Tinner e Kaltenrieder, 2005). Infine, importanti indicazioni paleoecologiche possono derivare

dall'identificazione di macroresti di origine animale, quali insetti (Heiri *et al.*, 2003, Heiri e Millet, 2005; Heiri *et al.*, 2007; Ilyashuk *et al.*, 2009), molluschi (Jensen *et al.*, 2002) e addirittura piccoli mammiferi (Work *et al.*, 2005), grazie alla conoscenza dell'ecologia delle specie identificate e dei loro habitat.

Il limite comune di queste due tecniche risiede nel fatto che in entrambi i casi i siti di campionamenti normalmente utilizzati sono le torbiere, che permettono la conservazione di questi materiali e il loro accumulo e sedimentazione regolari nel tempo. Questo fa sì che non sempre si riescano ad ottenere informazioni davvero dettagliate sulla quota raggiunta dal limite degli alberi, proprio a causa della distribuzione irregolare di questi archivi paleoambientali (Carnelli *et al.*, 2001). Altre tecniche permettono un maggior dettaglio spaziale e tra queste si possono ricordare le analisi dei fitoliti e le analisi pedoantracologiche. In entrambi i casi il materiale analizzato viene normalmente campionato direttamente nei suoli e quindi, almeno potenzialmente, in qualsiasi ambiente, a qualsiasi quota e in qualsiasi area geografica di interesse, diventando così importantissimi archivi paleoambientali.

Il grande vantaggio dello studio dei fitoliti, ovvero di piccoli accumuli di silice amorfa di origine vegetale e altamente resistenti all'alterazione dopo la loro deposizione, risiede nel fatto che la loro identificazione a livello di genere o specie permette accurate ricostruzioni della composizione della vegetazione anche nella sua componente erbacea (Carnelli *et al.*, 2001; Carnelli *et al.*, 2004a). Il loro utilizzo come indicatori paleoambientali, apparentemente molto promettende anche in ambienti differenti, è ancora in fase di perfezionamento, attraverso lo studio dei fitoliti provenienti dalle vegetazioni attuali e la realizzazione di atlanti e chiavi di identificazione (Delhon *et al.*, 2003; Carnelli *et al.*, 2004a).

L'analisi pedoantracologica è invece lo studio dei carboni di legno che possono essere rinvenuti all'interno dei suoli; questa tecnica è ormai da diversi anni utilizzata per ricostruire la composizione delle vegetazioni passate nella loro componente legnosa (arborea ed arbustiva) e la loro dinamica, e per ricostruire gli eventi di incendio e il loro regime (Figueiral e Mosbrugger, 2000; Talon *et al.*, 2005; Talon, 2010). Anche l'uso di queste tecniche presenta alcune limitazioni; innanzitutto a livello di campionamento, poichè le quantità di suolo che devono essere sottoposte ad analisi sono anche molto elevate (anche diversi chili di peso; Carnelli *et al.*, 2004a; Talon, 2010) e spesso devono essere trasportati anche per lunghe distanze. Inoltre l'identificazione dei frammenti di carbone a livello di genere e specie non è sempre di facile realizzazione, per il cattivo stato di conservazione del materiale, sia per l'impossibilità di distinguere tra loro specie o addirittura generi diversi (Talon, 1997a; 2010), per l'adesione del substrato minerale ai frammenti, che maschera l'anatomia originaria del legno, o per le ridotte dimensioni degli stessi frammenti. Per quel che riguarda l'interpretazione dei risultati, infine, bisogna tenere conto di alcuni aspetti: innanzitutto il ritrovamento di carboni di legno non è dovuto solo alla presenza di una certa vegetazione ma piuttosto al fatto che questa in un certo momento della sua storia sia stata bruciata da un incendio (quindi la mancanza di carboni può essere dovuta sia all'assenza di vegetazioni idonee alla loro formazione, sia alla loro mancata carbonizzazione; Carnelli *et al.*, 2004b); in secondo luogo l'interpretazione degli assemblaggi antracologici deve tenere conto della "propensione" delle diverse specie a produrre carbone e della differente resistenza alla fratturazione (solo le specie legnose possono essere rappresentate e non tutte in egual misura, le specie arboree produrranno mediamente un maggior quantitativo di frammenti rispetto alle

specie arbustive; inoltre il i carboni delle angiosperme risultano più fragili di quelli delle gimnosperme, a causa della maggior porosità del legno; Asselin e Payette, 2005); inoltre bisogna tenere conto che il suolo non è un sistema stratigrafico come possono essere le torbiere e quindi la stratificazione dei carboni nel suolo può non seguire un regolare ordine temporale (Carcaillet, 2001).

Alla luce di quanto esposto, appare chiaro come un approccio di tipo multidisciplinare possa amplificare le potenzialità di queste tecniche e soprattutto come aiutare a superare i limiti di ciascuna metodologia; per questo in letteratura sono numerosi gli esempi di studi svolti applicando due o più tecniche, con lo scopo di giungere al maggior dettaglio possibile (e.g. Barnekow, 1999; Mitchell *et al.*, 2001; Blundell e Barber, 2005; Finsinger e Tinner, 2005).

2.3 Il limite degli alberi

La definizione del limite degli alberi e la ricerca di una sua relazione con parametri climatici e morfologici sono stati l'obiettivo di numerosi studi nel corso degli anni (Holtmeier, 2003).

Non esiste una definizione univoca di limite degli alberi; alcune di queste si basano su caratteri morfologici come ad esempio l'altezza degli alberi, altre su parametri fisiologici quali la capacità dei germogli di giungere a maturazione. (Wardle, 1971). E' possibile però individuare alcune soglie che si susseguono una dopo l'altra con l'aumento della quota in ambiente montano (Figura 2.3):

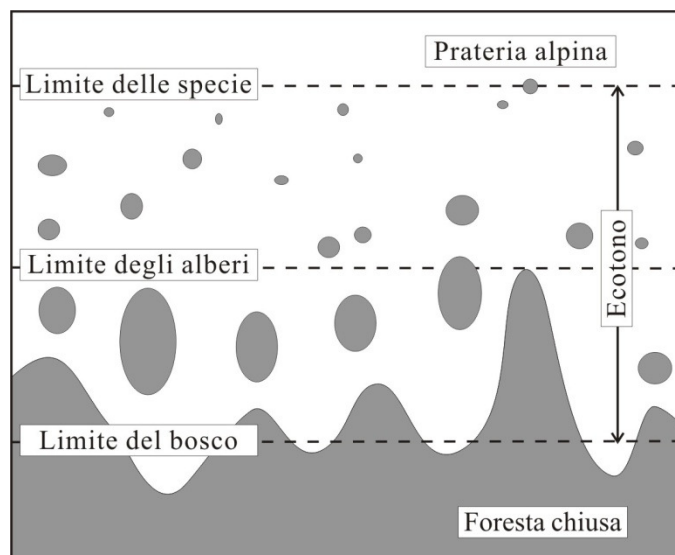


Figura 2.3: Rappresentazione schematica dei diversi limiti altitudinali della vegetazione arborea in ambiente montano (modificato da Körner e Paulsen, 2004).

Il limite del bosco (*timberline*): è la barriera vegetazionale oltre la quale i boschi vengono sostituiti da alberi radi intercalati agli arbusti della brughiera subalpina, oppure da specie arboree a portamento arbustivo; con il termine bosco s'intende un ambiente in cui la distanza media tra gli alberi non supera 30m, l'altezza minima degli individui è compresa tra 2 e 8 metri e la copertura minima tra 30 e 40% (Holtmeier, 2003).

Il limite degli alberi (*treeline*): è la frontiera ecologica oltre la quale gli alberi non sono in grado di crescere (Körner, 1998). Esistono varie interpretazioni riguardo l'altezza minima che un albero deve avere per essere definito tale, essa varia da 1 a 8 m.

Il limite delle specie (*tree species line*): rappresenta il confine oltre il quale gli individui di una specie, in questo caso arborea, non crescono più né come albero, né come arbusti contorti o krummholz. Il termine krummholz, di origine tedesca, fu introdotto inizialmente per designare arbusti contorti a portamento prostrato geneticamente determinato. In un secondo tempo il termine krummholz venne applicato anche a piante che, a causa del clima sfavorevole, assumono un portamento prostrato (Holtmeier, 2003) e con questa valenza il termine viene utilizzato in questo lavoro.

La fascia altitudinale compresa tra il limite degli alberi e il limite delle specie è un ambiente di transizione o "ecotono", caratterizzato da piccoli alberi stentati, alti solo qualche decimetro che si confondono con i bassi arbusti; spesso hanno gli apici secchi e sono confinati agli ambienti a microclima favorevole (Reisigl e Keller, 1995). Le forme di vita che dominano al di sopra il limite degli alberi sono le piante erbacee, i cui meristemi svernanti si trovano a pochi centimetri dal suolo o sotto di esso, e le piante dal portamento arbustivo, sia che questo sia geneticamente determinato, sia che si tratti di krummholz. La presenza di queste forme indica un microclima favorevole a livello del suolo (Wardle, 1971; Gruber *et al.*, 2009).

2.3.1 Ecologia del limite degli alberi

Il limite degli alberi può presentarsi con aspetto diverso. Si possono avere limiti degli alberi abrupti, segnati da un brusco passaggio dalla vegetazione arborea a quella arbustiva o erbacea, generalmente associato all'incapacità delle plantule, scarsamente resistenti al disseccamento invernale od estivo, di insediarsi in siti soleggiate (Wardle, 1971); oppure si possono avere limiti più o meno gradualmente, caratterizzati da una progressiva diminuzione delle dimensioni e della densità degli alberi con il progredire della quota, con l'eventuale comparsa di una fascia a krummholz (Holtmeier, 2003). Si possono definire infine due limiti non direttamente osservabili, un limite storico, che corrisponde alla massima quota raggiunta dagli alberi durante l'Optimum olocenico, e un limite potenziale, ovvero la quota alla quale gli alberi potrebbero spingersi solo su base climatica, in assenza di qualsiasi altro disturbo naturale o antropico (Holtmeier, 2003, Holtmeier e Broll, 2005).

Il limite degli alberi è governato da fattori diversi che possono interagire reciprocamente con esiti anche molto complessi; i principali sono da identificare nei parametri climatici (gradiente termico, forza del vento, durata della copertura nevosa, escursione termica diurna o annuale), morfologici (geomorfologiche e orografiche), edafici (date da scarsa evoluzione del suolo) e nella pressione antropica (determinato dall'azione dell'uomo, generalmente sotto forma di taglio o incendio) che caratterizzano il sito. Non vanno poi mai trascurati i fattori storici, dato che il limite degli alberi oggi visibili potrebbero essere il risultato di condizioni climatiche passate piuttosto che di quelle attuali condizioni; data l'inerzia di alcuni sistemi naturali, i trend attuali del limite degli alberi potrebbero rappresentare la risposta a stimoli climatici manifestatisi nel passato (Körner, 1998).

A livello globale il fattore maggiormente influente nel determinare la quota del limite degli alberi sembra essere la temperatura (Körner e Paulsen, 2004). Sembra esistere una corrispondenza tra le treeline e la temperatura

media annua al suolo: la treeline corrisponderebbe all'isoterma di 6.7°C, valore che varia latitudinalmente entro un range piuttosto ristretto; è maggiore nelle aree temperate e mediterranee (7°-8°C), minore nelle aree equatoriali (5°-6°C) e subartiche e boreali (6°-7°C) (Körner e Paulsen, 2004). Esiste poi una temperatura minima che permette la produzione di nuove cellule e lo sviluppo e differenziazione dei tessuti nelle piante superiori, variabile da specie a specie (Körner, 1998; Rossi *et al.*, 2007; Gruber *et al.*, 2009).

L'altitudine della treeline è fortemente influenzata dalla continentalità climatica. Differenti regimi di precipitazioni possono tradursi in una differenza nella composizione specifica alla treeline, (Heiri *et al.*, 2006) con risposte diverse ai fattori climatici (Caccianiga e Payette, 2006); più precisamente, le specie la cui distribuzione altitudinale è determinata dal regime delle precipitazioni e non solo da quello delle temperature, possono non rispondere agli incrementi di queste ultime (Caccianiga *et al.*, 2008). Per quantificare il grado di continentalità igrica di una località Gams (1932) ha introdotto un indice dato dall'espressione: $\cot\alpha = P/A$, dove α è l'indice di Gams, P sono le precipitazioni medie annue e A è la quota (Ozenda, 1985; Pache *et al.*, 1996). Questo indice è molto efficace nel descrivere la distribuzione di alcune specie arboree alpine, in particolare *Pinus cembra* (Andreis *et al.*, 2005). L'indice di continentalità termica (Ic) descrive invece l'escursione termica annuale e si calcola come differenza tra temperatura massima del mese più caldo e temperatura minima del mese più freddo; per tenere conto dell'influenza della quota tale indice può essere compensato secondo la formula $I_{cc} = I_c + (A * 0.6/100)$, in cui A è la quota e 0.6/100 è il gradiente termico verticale espresso in °C/m (Blasi, 1996; Rivas-Martinez, 2004). Per quanto riguarda i valori di riferimento, i regimi climatici di tipo continentale hanno valori di $I_c > 20^\circ\text{C}$ e valori dell'indice di Gams $> 55^\circ$; al contrario, valori di $I_c < 20^\circ\text{C}$ e valori dell'indice di Gams $< 45^\circ$ sono tipici di climi di tipo oceanico.

Solitamente la timberline raggiunge quote maggiori in regioni a clima continentale piuttosto che in regioni a clima oceanico (Holtmeier, 2003). Possibili cause per questo fenomeno sono, nelle regioni oceaniche: la minore durata della stagione vegetativa, dovuta alla persistenza del manto nevoso e alla frequente permanenza delle temperature intorno allo zero in primavera; temperature inferiori durante l'estate, cielo spesso coperto; presenza di funghi parassiti, avvantaggiati dalla maggiore umidità estiva e dal ritardo nella fusione della neve (Caccianiga *et al.*, 2008).

La posizione delle treeline climatiche dipende sul lungo termine, oltre che dalla resistenza fisiologica delle piante alle condizioni climatiche, dalla rigenerazione naturale (Holtmeier, 2003). Per quel che riguarda la riproduzione sessuale, i fattori chiave sono la produzione e dispersione di semi dalle quote inferiori e il raggiungimento da parte dei semi di microclimi favorevoli (per microclima, illuminazione, umidità del suolo, pH, nutrienti) che permettano la germinazione e la sopravvivenza della plantula. In questo senso le condizioni diventano sempre meno favorevoli all'aumentare della quota (Holtmeier, 2003).

Le specie in grado di riprodursi per via asessuata sono molto avvantaggiate rispetto a quelle che si riproducono solo per semi, in quanto la riproduzione vegetativa è decisamente meno ostacolata dalle condizioni climatiche sfavorevoli ed è possibile a temperature troppo basse per consentire la produzione di semi vitali. Infatti, avvicinandosi al limite degli alberi, si osserva una crescente importanza della riproduzione vegetativa. Un altro

vantaggio di questo tipo di riproduzione è che individui clonali hanno potenzialmente un'esistenza indefinita (Holtmeier, 2003).

La risposta delle piante ai climi d'altitudine è in parte riflessa dalla loro fisionomia. Alle basse quote la fisionomia dipende principalmente da un "piano di costruzione" geneticamente predeterminato. Le conifere, per esempio, hanno una crescita monopodiale in cui da un tronco principale si dipartono i rami secondari che a loro volta si ramificano in modo monopodiale. La dominanza apicale conferisce alle conifere la tipica forma a cono. Un portamento molto tipico delle specie legnose alla timberline è la policormia, che può essere il risultato della scarsa dominanza del fusto principale dovuta a cause ormonali o dell'acquisizione di una posizione verticale da parte dei rami secondari in seguito alla rottura del fusto principale; un tipo di policormia in senso lato e quella dovuta alla germinazione contemporanea di più semi presenti in una dispensa di nocciolaia (Holtmeier, 2003).

2.3.2 Dinamica del limite degli alberi

Evidenze palinologiche, paleontologiche e dendrocronologiche mostrano che le treeline sono un fenomeno dinamico, in stretta relazione con i cambiamenti climatici (Tinner e Theurillat, 2003; Nicolussi *et al.*, 2005; Talon, 2010). Nell'Olocene questi ultimi hanno influenzato profondamente il livello delle treeline, producendo shift altitudinali dell'ordine di 100 m (Heiri *et al.*, 2006). Il brusco incremento delle temperature di circa 4-6°C registrato nell'arco alpino all'inizio dell'Olocene, tra 11.500 e 11.350 anni fa, fece sì che il limite della foresta risalisse di circa 800 m in soli 200-300 anni (Tinner e Kaltenrieder, 2005). Fu però tra 10.000 e 6.000 anni fa, e soprattutto durante l'Optimum climatico dell'Atlantico (circa 5000 anni fa), che il limite degli alberi registrò la sua posizione più alta, circa 180 m sopra l'attuale treeline (Tinner e Theurillat, 2003). Dopo tale data, a partire cioè da 6.000-5.000 anni fa, il limite della foresta e quello degli alberi si abbassarono rispettivamente di circa 180 m e 300-400 m di quota, principalmente condizionati dai cambiamenti climatici ma probabilmente anche a causa dell'impatto antropico, che proprio in quel periodo prese a far pesare la sua importanza (Tinner e Theurillat, 2003).

Per quel che riguarda il prossimo futuro, si stima che le temperature medie annue aumenteranno di 1-5° nel prossimo secolo, e un'ipotesi ampiamente accettata è che questo porterà ad una risalita dei range climatici delle specie o addirittura degli interi orizzonti vegetazionali (Grace *et al.*, 2002; Theurillat e Guisan, 2001).

A causa della notevole lunghezza del ciclo vitale della maggior parte delle specie costituenti la treeline e dell'elevata resilienza delle comunità forestali stabili esiste uno scarto temporale (plausibilmente 100 o 200 anni) tra i cambiamenti climatici e la risposta della treeline stessa (Körner, 1998). Per questo motivo è probabile che la posizione attuale delle treeline rifletta cambiamenti avvenuti nel passato piuttosto che nel presente (Paulsen *et al.*, 2000; Holtmeier e Broll, 2005; Holtmeier, 2003). Sulle Alpi la fascia di transizione subalpina-alpina presenta un'inerzia in grado di compensare variazioni di temperatura sia negative sia positive (dell'ordine di 3-4°C), rendendo le fluttuazioni del limite della foresta poco lineari. Pertanto è poco probabile che aumenti della temperatura media annua di 1-2°C producano uno shift del limite degli alberi di più di 100-200 m (Theurillat e Guisan, 2001).

Il motivo dell'inerzia delle treeline è che un aumento delle temperature produce un aumento nei tassi di crescita (Cailleret e Hendrik, 2010; Paulsen *et al.*, 2000; Motta e Nola, 2001), ma non necessariamente questo implica un'avanzata della treeline: tale aumento delle temperature può non essere sufficiente ad incrementare il successo riproduttivo; inoltre in molte parti del mondo, per esempio sulle Alpi, la mancata risposta delle treeline al cambiamento climatico è conseguenza della pressione antropica (pascolo, incendi, incremento delle popolazioni dei grossi erbivori in seguito alla scomparsa dei loro predatori naturali) (Grace *et al.*, 2002).

Le variazioni nei tassi di crescita non sono lineari ma dipendono anche dal clima locale: nelle regioni a clima continentale, in particolare, l'aumento di temperatura può essere causa di uno stress idrico, e dunque di una riduzione dei tassi di crescita (Holtmeier e Broll, 2005). Anche la composizione specifica può produrre effetti contraddittori, in quanto specie con diverse strategie funzionali possono esibire risposte diverse al cambiamento globale (Cailleret e Hendrik, 2010).

La dinamica delle treeline è in relazione con la scala spaziale e temporale. A scala globale, esse mostrano un'elevata sensibilità ai cambiamenti climatici in quanto si spostano parallelamente ad una isoterma guida, mentre a scala regionale il fenomeno è molto più complesso e frammentario, dipendente dalla topografia e da altri fattori locali. A scala regionale gli effetti della topografia possono addirittura mascherare gli effetti del riscaldamento globale, e ciò è testimoniato dalla relativa insensibilità ai cambiamenti climatici delle treeline orografiche (Holtmeier e Broll, 2005). Di fatto il cambiamento climatico è solo uno degli aspetti del cambiamento ambientale che influenzano la posizione attuale e futura delle treeline (Batllori e Gutiérrez, 2008; Batllori *et al.*, 2010).

Sulla scala temporale, i cambiamenti a breve termine generano una risposta a livello dei singoli individui, influenzando per esempio i tassi di crescita e la capacità riproduttiva; i cambiamenti a medio termine si riflettono nella fisionomia degli alberi e nel successo dell'insediamento delle plantule; soltanto i cambiamenti a lungo termine producono un'avanzata o un regresso della treeline (Holtmeier e Broll, 2005).

2.4 L'impatto dell'uomo sulla treeline

In molte regioni montane, specialmente in Europa e in Asia, gli uomini hanno giocato un ruolo storico nell'abbassare il limite degli alberi. A partire dal periodo Atlantico le Alpi sono state soggette alla pressione antropica (pascolo, agricoltura, silvicoltura), modificando la distribuzione di alcune specie; perciò non è ben chiaro se la vegetazione attuale sia effettivamente in equilibrio con il clima e gli altri fattori ecologici. L'entità della depressione della treeline varia localmente, ma mediamente si può assumere un valore di 150-300 m inferiore alla quota della treeline del postglaciale. La deforestazione è stata ovviamente maggiore su versanti poco acclivi, dalla morfologia dolce e facilmente accessibili (Holtmeier, 2003; Theurillat e Guisan, 2001).

L'impatto umano non si limita ad abbassare il limite degli alberi, ma cambia anche la composizione e la struttura demografica delle foreste di altitudine: molte delle foreste subalpine sono considerevolmente

invecchiate a causa del pascolo, che impedisce la rinnovazione compromettendo la sopravvivenza delle plantule (Holtmeier, 2003).

A fronte del riscaldamento climatico e in seguito alla cessazione dell'attività umana le treeline antropogeniche mostrano una grande sensibilità e una tendenza a spostarsi rapidamente, ma nonostante ciò la riforestazione della zona precedentemente forestata è molto difficile. Dopo la rimozione del bosco, infatti, le condizioni ambientali si deteriorano considerevolmente: il calpestio del bestiame produce compattazione dei suoli, aumento del run-off e dell'erosione superficiali, impoverimento dei suoli (Holtmeier, 2003; Holtmeier e Broll, 2005).

Questi fattori vanno quindi tenuti in grande considerazione nel momento in cui vengono scelte le aree di studio (che dovrebbero risentire il meno possibile dell'influenza delle attività umane, in modo da poter leggere esclusivamente il segnale climatico) e nel momento in cui si interpretano i dati relativi sia all'abbassamento del limite degli alberi avvenuto nel passato, sia all'attuale innalzamento.

2.5 Scopo del lavoro

Lo scopo di questo lavoro è la ricostruzione dalle variazioni ambientali oloceniche al limite degli alberi sulle Alpi e sull'Appennino settentrionale.

L'attenzione si è focalizzata innanzitutto sullo studio di suoli e paleosuoli di ambienti montani (alpini e appenninici), con lo scopo di caratterizzare i processi pedogenetici attualmente attivi e di definire i rapporti suolo/vegetazione nell'attuale contesto climatico ed avere così le informazioni necessarie ad una corretta interpretazione dei paleosuoli e dei processi che hanno portato alla loro formazione. Si è quindi innanzitutto proceduto all'individuazione sul terreno di profili di suolo che bene potessero rappresentare i processi pedogenetici attivi nelle diverse aree di studio; la descrizione dei profili, il loro campionamento e i risultati delle analisi effettuate sui campioni prelevati hanno quindi permesso la caratterizzazione dei suoli attuali.

Lo stesso procedimento analitico è stato utilizzato nello studio dei paleosuoli, individuati sul terreno proprio sulla base del loro discostarsi da quanto atteso sulla base delle caratteristiche dei suoli attuali. L'analisi paleopedologica ha avuto lo scopo di determinare l'entità della risalita in quota del limite degli alberi durante le fasi più calde dell'Olocene, attraverso la ricostruzione dei passati rapporti suolo/vegetazione; in particolare ci si è concentrati sulla ricerca e lo studio di paleosuoli forestali situati al di sopra dell'attuale limite degli alberi, utilizzati come testimonianza dello shift altitudinale della vegetazione arborea nelle fasi calde oloceniche.

Attraverso l'uso di tecniche micromorfologiche si sono voluti chiarire in maniera dettagliata i processi pedogenetici che hanno portato allo sviluppo di suoli e paleosuoli, informazioni indispensabili per disegnare la storia climatica delle aree di studio. Lo scopo era quello di mettere in luce gli effetti del parent material sullo sviluppo dei suoli, di discriminare con maggior dettaglio le diverse fasi climatiche che hanno interessato le diverse aree di studio e di correlare tra loro siti di campionamento differenti, attraverso l'individuazione di unità pedologiche e paleopedologiche ben definite a livello microscopico.

Lo studio dei macroresti e dei carboni di legno era finalizzato alla ricostruzione della successione delle vegetazioni nel corso del tempo e alla determinazione della sua composizione in prossimità del limite altitudinale. L'analisi dei macroresti in torbiera era volta alla ricostruzione della composizione vegetazione, anche nella sua componente erbacea e in tutti i suoi stadi evolutivi, dall'inizio della deposizione della torba fino ad oggi; l'analisi pedoantracologica è stata affiancata allo studio pedologico tradizionale con lo scopo di correlare le caratteristiche dei suoli con la ricostruzione della vegetazione nella sua componente legnosa, arborea e arbustiva. A questa si è affiancata l'analisi dei macroresti di origine animale, in particolare di frammenti di esoscheletri di insetti presenti in particolari orizzonti di suolo, per ottenere ulteriori informazioni paleoambientali sulla base dell'ecologia delle specie rinvenute ed identificate. Infine, attraverso la datazione al ^{14}C di alcuni macroresti e frammenti di carbone è stato possibile collocare nel tempo queste vegetazioni, rendendo possibile una più precisa ricostruzione della storia evolutiva delle aree soggette ad indagine.

Da ultimo, sono state intraprese analisi dendroecologiche con lo scopo di stimare l'effetto del riscaldamento attuale sulla vegetazione e di valutare in che modo il limite degli alberi sia in grado di rispondere ai cambiamenti climatici, con quanta inerzia e in relazione a quali parametri ambientali, in modo da poter meglio interpretare le passate fluttuazioni delle treeline.

Capitolo 3

Aree di studio

La ricerca si è svolta in tre aree di studio (Figura 3.1), due delle quali confinanti, scelte in quanto soggette a condizioni climatiche locali distinte:

- l'alta Valtellina (SO), fino al limite orografico meridionale rappresentato dal Passo Gavia (2621 m), un'area alpina soggetta a clima strettamente continentale;
- l'alta Val Camonica (BS), fino al limite orografico settentrionale rappresentato dal Passo Gavia, un'area alpina a moderata oceanicità;
- l'Appennino Reggiano, in particolare in prossimità del Monte Cusna, (Febbio, RE), un'area appenninica a clima oceanico.

Le tre aree, collocate lungo un ipotetico transetto di variazione delle condizioni climatiche, sono state scelte proprio con lo scopo di valutare quanto questo fattore potesse influire sull'evoluzione e sul grado di sviluppo dei suoli, sulla composizione e la storia della vegetazione e sul comportamento delle specie arboree al loro limite altitudinale.



Figura. 3.1: Le tre aree di studio: 1, Valtellina; 2, Val Camonica; 3, Appennino Reggiano.

3.1 Passo Gavia

Le due aree di studio alpine sono ubicate in alta Lombardia, nelle Alpi Retiche meridionali a ridosso del Passo Gavia che, con i suoi 2621 m di quota, è uno dei valichi alpini più alti d'Europa e mette in comunicazione l'alta Valtellina (SO) e l'alta Valle Camonica (BS). Queste due aree sono state scelte poiché, nonostante siano in continuità l'una con l'altra, separate esclusivamente dal Passo, presentano differenze molto evidenti sotto molti punti di vista; sembra infatti che il Passo Gavia rappresenti una soglia importante che separa due zone soggette a regimi climatici differenti, differenza che si ripercuote sullo sviluppo della vegetazione e quindi sull'evoluzione dei suoli.

3.1.1 Inquadramento geografico

Le aree di studio si collocano nella Lombardia nord-orientale, a cavallo tra le provincie di Sondrio e di Brescia, interamente all'interno del Parco Nazionale dello Stelvio.

La Valtellina, con i suoi 120 km di lunghezza, coincide con il bacino del fiume Adda a nord del Lago di Como. La bassa valle è disposta in direzione est-ovest e si sviluppa parallelamente alla Linea Insubrica fino all'altezza di Teglio; l'Alta Valtellina ha poi sviluppo in direzione sudovest-nordest fino a Bormio, per poi piegare nuovamente verso sud-sudest in direzione di S. Caterina Valfurva e poi del Passo Gavia.

La Val Camonica coincide con il bacino del fiume Oglio, si sviluppa in direzione nord-sud per circa 90 km e termina all'altezza del lago d'Iseo.

Le due valli comunicano attraverso il Passo Aprica (1126 m) e il Passo del Mortirolo (1850 m), oltre che in corrispondenza del già citato Passo Gavia. Gli altri principali valichi della regione sono il Passo dello Stelvio (2758 m, tra Valtellina e Val Venosta) il Passo del Tonale (1883 m, tra Val Camonica e Val di Sole) e il Passo San Marco (1991 m, tra Valtellina e Val Brembana).

Lo studio si è concentrato nelle porzioni alte delle due valli ed in particolare in Valfurva e nelle sue valli laterali (Valle del Gavia, Valle dell'Alpe, Valle dei Forni, Val Cedec) per quanto riguarda l'Alta Valtellina, in Valle delle Messi e in Valle di Viso per quanto riguarda l'alta Val Camonica. Si tratta di un'area di alta montagna (lo studio si è concentrato nella fascia compresa tra i 1800 e i 2650 m di quota), circondata da alcune delle più importanti vette delle Alpi Centrali: l'Ortles (3899 m), il Gran Zebrù (3859 m), il Cevedale (3764 m) e la Punta S. Matteo (3692 m).

Di particolare interesse è la presenza di due torbiere nell'area oggetto di studio, entrambe situate al di sopra dell'attuale limite della vegetazione arborea.

La prima è situata quasi alla testata della Val Cedec, ad una quota di 2470 m, ha un'estensione di circa 1.5 ha e la sua origine va probabilmente ricercata in una rottura di pendio che determina un forte ristagno d'acqua. Attualmente la torbiera risente fortemente dell'impatto antropico; è infatti soggetta ad operazioni di drenaggio, di dubbia legalità trovandosi all'interno di un Parco Nazionale, al fine di renderne la superficie sfruttabile per attività di pascolo. Nella torbiera sono quindi stati aperti diversi canali artificiali che favoriscono il deflusso

dell'acqua; tale intervento mette naturalmente in serio pericolo il mantenimento del delicato equilibrio della torbiera stessa, il cui ecosistema si sostiene solo in presenza di ristagno idrico.

La seconda torbiera si trova sul versante bresciano del Passo Gavia, ad una quota di 2386 m, alla testata della Valle delle Messi. La torbiera si trova sulla sponda nord-occidentale del Lago Nero, un lago di origine glaciale di circa 6.5 ha di superficie. Attualmente lo spessore di torba si trova in erosione ad opera delle acque del lago stesso, il cui livello è stato innalzato artificialmente in seguito alla costruzione di uno sbarramento in prossimità dell'emissario. Nella torbiera è garantito un buon ristagno idrico che permette alle comunità tipiche di mantenersi nel tempo; dove il terreno non è a saturazione si assiste alla loro sostituzione ad opera di specie più tipiche di ambiente di pascolo.

3.1.2 Inquadramento geologico

L'area di studio, rappresentata nei foglio 024 (Bormio; Montrasio *et al.*, in prep.) e 041 (Ponte di Legno; Chiesa *et al.*, in prep) della nuova Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, è compresa interamente all'interno del Dominio Austroalpino medio e in particolare nell'Unità di Peio della Falda Campo.

La Falda Campo prende origine da un frammento di crosta superiore adriatica ed è costituita da varie unità di basamento cristallino di medio e basso grado: la Scaglia dello Zebrù, l'Unità di Lasa e l'Unità di Peio (Martin *et al.*, in prep. - Foglio 025, Rabbi). Essa ha come limite tettonico superiore la linea dello Zebrù a nord, che la separa dalla Falda Ortles, e dalla linea di Peio a sud, che la separa dalla soprastante falda Tonale (Chiesa *et al.*, in prep.). Il limite inferiore riconosciuto della falda Campo è la falda Languard, a contatto lungo la Linea della Blesaccia (Conti, 1997), affiorante tra la Valle di Livigno e l'Alta Engadina.

Dei tre elementi tettonici che formano la falda Campo, la Scaglia dello Zebrù occupa la posizione più elevata. La scaglia s'inserisce tra il tetto dell'unità di Peio e la base della falda sedimentaria dell'Ortles, delimitata da due faglie inverse (sovrascorrimenti) di età alpina: a letto la linea del Madriccio, a tetto la linea dello Zebrù. È costituita da rocce di basamento in cui prevalgono le filladi, con esigue intercalazioni di quarziti, ortogneiss, cloritoscisti, marmi. Lungo la linea del Madriccio, a queste rocce si affiancano anche esigue lenti e scaglie di gessi, carnioli e dolomie (Rif. Città di Milano, P.so del Madriccio) e di serpentiniti (tra le alte valli di Madriccio e di Peder) (Montrasio *et al.*, in prep.).

L'unità di Lasa, elemento più profondo della falda Campo, emerge a est della Val Solda, limitata a sud dalla linea di Zumpanell-Lasa; è formata da alternanze di gneiss e micascisti, anfiboliti e marmi, con metamorfismo varisco in facies anfibolitica e sovrainpronta alpina in facies scisti verdi di "alto grado" (Martin *et al.*, in prep.). L'unità di Peio occupa un'ampia area tra l'alta Valtellina e il Gruppo del Cevedale, e riappare a nord della scaglia dello Zebrù, tra la Val Solda e la Cima Vertana. (Linea dello Zumpanell-Lasa). Il limite superiore dell'unità è costituito dalla falda Ortles, tra la conca di Bormio e le pendici meridionali del Gran Zebrù, mentre a est del massiccio Ortles-Gran Zebrù (Val Solda) l'unità giace sotto le filladi della Scaglia dello Zebrù; verso sud alla sommità dell'Unità di Peio si trova il cristallino della falda del Tonale, dal quale è separata dalla Linea di Peio. Il limite inferiore dell'Unità di Peio, affiorante nel settore nord-orientale del foglio, è rappresentato dall'Unità di Lasa, elemento inferiore sempre della falda Campo: la linea di Zumpanell-Lasa separa le due unità. L'unità di

Peio è costituita prevalentemente da rocce metamorfiche in facies anfibolitica di età varisica, con sovrainfronta alpina in facies scisti (Martin *et al.*, in prep.). Nell'area di affioramento tra l'alta Valtellina e il gruppo Monte Cevedale-Vioz, sono preponderanti micascisti con metamorfismo varisico medio, intensamente, anche se non uniformemente, interessati da una retrocessione alpina molto penetrativa in facies scisti verdi, che per larghi tratti conferisce alla roccia un aspetto filladico. I micascisti sono intercalati da corpi estesi di paragneiss e da masse o lenti di ortogneiss. Numerose intercalazioni di marmi a silicati di calcio e di marmi puri, localmente spesse fino a qualche decina di metri e caratterizzate al loro interno da fitte pieghe isoclinali, formano nel loro insieme una fascia di larghezza diseguale che può raggiungere qualche centinaio di metri e che si sviluppa con continuità per alcune decine di chilometri, dal Bormiese all'alta Val Martello.

L'Ortles (3899 m) e il Gran Zebrù (3859 m), le cime più alte presenti nell'area di studio e situate alla testata della Val Cedec, sono invece riconducibili alle coperture sedimentarie permo-mesozoiche della Falda Ortles; in particolare, gran parte del massiccio dell'Ortles è costituito da Dolomia Principale o Dolomia del Cristallo, dolomia generalmente fini di colore grigio-grigio scuro su frattura e grigio chiaro in alterazione, in strati decimetrici; lo spessore dell'unità, che affiora a nord della Linea dello Zebrù, è valutato in oltre 1000-1200 metri; la sua deposizione è avvenuta in un contesto di piattaforma carbonatica, in condizioni prevalentemente subtidali, localmente con aree più profonde ed a circolazione ristretta (lagune), e la presenza di brecce indica instabilità dei pendii sottomarini.

Per quanto riguarda la descrizione dettagliata delle formazioni caratterizzanti l'area di studio, si riporta quanto contenuto nella legenda della Carta Geologica 1:50.000 (Progetto CARG):

Unità di Peio

- *Micascisti a clorite e sericite* (OME): o Filladi di Bormio, filladi e micascisti da grigio argenteo lucente fino a grigio plumbeo a muscovite e granato, a grana da fine a medio-grossolana, fortemente retrocessi e diffusamente cloritizzati, con sostituzione talora completa di muscovite e granato. Talvolta si osservano, intercalate, bande di micascisti con mica chiara e biotite scagliose (es. sulle creste che sovrastano i ghiacciai dei Forni e Dosegù). Sono frequenti intercalazioni e alternanze di paragneiss, più o meno filladici. Micascisti a mica bianca, quarzo, biotite cloritizzata, plagioclasio, granato, con frequenti noduli e lenti di quarzo, rara la presenza di staurolite; sono fortemente retrocessi con blastesi tardiva di cloritoide (OMEb). *Pre-Permiano*.

- *Paragneiss a bande* (OMP): rocce a bande, a scistosità più o meno marcata, le quali differiscono dai litotipi precedenti per la prevalenza del quarzo e subordinatamente del plagioclasio rispetto ai fillosilicati. Generalmente sono a muscovite prevalente, spesso granatiferi, talora con sillimanite fibrolitica, andalusite e cloritoide. La loro composizione mineralogica differisce sensibilmente da zona a zona. (Formazione della Punta di Pietra Rossa Auct.). Paragneiss a bande con biotite nettamente prevalente sulla mica bianca (paragneiss biotitici, OMPa). Paragneiss e micascisti, in cui è comune la sillimanite di carattere regionale (paragneiss sillimanitici, OMPb). Paragneiss a metablastei albitica (perlgneiss Auct) (paragneiss albitici, OMPc). Altre litologie sono invece correlate ad effetti blastici prodotti dai corpi intrusivi presenti nella Falda Campo

(paragneiss cornubianitici, OMPd) in particolare nei dintorni del plutone di Sondalo e delle masse dei Serottini, Tremoncelli e Mattaciul. *Pre-Permiano*.

- *Ortogneiss* (OOG): Ortogneiss chiari, a grana da media a grossa, talora listati, più spesso occhialini per la presenza di porfiroclasti di microclino e plagioclasio, racchiusi da una matrice contenente quarzo, feldspati, mica bianca e biotite, con parziale sostituzione delle miche con clorite. Comprendono varietà di colore grigio scuro, a tessitura gneis sica listata, grana variabile da minuta a grossolana, con anfiboli (orneblenda verde), granati ed epidoti. In prossimità delle principali linee tettoniche sono milonitici. Sono derivati da protoliti prealpini, probabilmente caledoniani, di natura granitico-granodioritica, localmente granitico-aplitica. Alcune intercalazioni di ortogneiss, particolarmente chiari, si distinguono per la relativa abbondanza di granato (ortogneiss a granato, OOGa). La composizione mineralogica tipica è data da quarzo, feldspati, mica bianca e granati. Come successivi compaiono epidoti, apatite ed opachi. *Pre-Permiano*.

- *Prasiniti* (OPS): rocce metabasiche intercalate nei micascisti a clorite e sericite; affioranti in particolare sul versante orientale del Monte Sobretta in valle dell'Alpe. Si tratta generalmente di litotipi di color verde chiaro, che diventa verde cupo fino al nerastro nei litotipi più ricchi in anfibolo. Finemente scistosi e spesso fittamente pieghettati, sono costituiti da clorite, epidoto, actinolite, albite, e con scarsi quarzo, carbonato e miche. Caratteristiche sono altresì le lenticelle quarzose chiare, messe in rilievo dall'erosione differenziale. Hanno sviluppo generalmente limitato con spessori massimi dell'ordine del metro o poco più. *Pre-Permiano*.

- *Anfiboliti* (OAF): le intercalazioni di anfiboliti interessano sia i micascisti a granato e staurolite (OMI), sia i paragneiss a sillimanite regionale (OMPb) con i quali formano una tipica sequenza, insieme a marmi e meta pegmatiti. Generalmente hanno una tessitura granulare orientata definita da un'alternanza millimetrica di letti anfibolitici e livelli chiari in cui si concentrano le componenti leucocratiche e colore verde più o meno scuro. *Pre-Permiano*.

- *Marmi* (OMA): marmi bianchi o rosati, sia saccaroidi che a grana fine, con scarse impurezze. Queste intercalazioni carbonati che, per frequenza e dimensioni, si possono considerare una delle intercalazioni più tipiche del basamento della Falda Ortles-Campo. Alcuni sono incassati nelle filladi tipo Passo Gavia altri nei paragneiss cornubianitici (area del M.tr Coleazzo). Sono anche presenti marmi contenenti discrete quantità di silicati, perlopiù tremolite, granato, clinzoisite, mica bianca che si presentano come marmi grigio scuri, marmi giallastri vacuolari, marmi impuri a bande grigie. Si tratta quasi sempre di corpi in affioramenti limitati (Marmi a silicati, OMAb). *Pre-Permiano*.

- *Quarziti* (OQU): livelli di quarziti e quarzoscisti di potenza da decimetrica a deca metrica sono abbastanza comuni nei paragneiss e nei micascisti. Solo i livelli di maggiore spessore sono stati cartografati. Hanno colore variabile dal grigio molto chiaro al grigio scuro e si presentano sia massivi, sia con tessitura scistosa. L'associazione mineralogica p costituita da quarzo con letti di mica bianca, biotite \pm clorite \pm granato \pm grafite. (M.te Tresero, P.ta S. Matteo, Val del Monte). *Pre-Permiano*.

- *Miloniti* (TZL): miloniti nere o grigie, a grana estremamente minuta, con rari frammenti di cristalli di quarzo. *Permiano-Cretacico?*

Depositi neogenico-quadernari continentali

- *Sintema del Po* (POI): Diamicton e ghiaie massive da fini a grossolane, a supporto clastico o di matrice limoso-argillosa, clasti spigolosi provenienti dalle pareti sovrastanti, clasti esotici da arrotondati a subarrotondati quando mobilizzano depositi quadernari più antichi: depositi di versante *l.s.*; ghiaie stratificate da fini a grossolane, a supporto clastico, matrice sabbiosa, clasti da subangolosi ad arrotondati; possibili embricature dei clasti; sabbie da massive a laminate, limi massivi e debolmente laminati; corpi lenticolari ed intercalazioni: depositi alluvionali; limi laminati, sabbie fini, torbe: depositi lacustri e di torbiera; diamicton massivi a supporto di matrice limosa con ciottoli e blocchi sino a metrici, da sub-angolosi ad arrotondati: *till* di ablazione e di alloggiamento. Limitatamente ai soli depositi di origine glaciale, vengono individuate il subsintema del Po Antico (POI6), il subsintema della Piccola Età Glaciale (POI7) e il subsintema del Po Recente (POI8), distinguibili sulla base di dati storici, geometrie, grado di conservazione delle forme e di alterazione dei depositi.

- *Supersintema dei Laghi* : *Sintema di Cantù* (LCN): Diamicton massivi: *till* di alloggiamento e di ablazione; ghiaie medie e grossolane, stratificate, a supporto di matrice sabbiosa o in lenti alternate a diversa granulometria: depositi fluvioglaciali e fluviali; diamicton, ghiaie, sabbie, limi con grande variabilità di facies sia laterale sia verticale, in genere stratificati: depositi di contatto glaciale; sabbie, limi e argille laminati: depositi lacustri; ghiaie ad elementi spigolosi; ghiaie alterate con matrice argillosa arrossata: depositi di versante. *Pleistocene Superiore*

Magmatismo di età incerta

- *Andesiti e basalti* (fb): filoni basaltico-andesitici di colore verdastro, generalmente a struttura porfirica, talora debolmente orientati, intrusi prevalentemente in maniera discordante nel basamento metamorfico varisco (Passo Gavia, a S di Incudine). *Permiano-Terziario*.

3.1.3 Inquadramento geomorfologico

I fattori morfogenetici che maggiormente hanno contribuito a modellare il paesaggio dell'area di studio sono legati principalmente all'azione dei ghiacciai, al perdurare di condizioni periglaciali, ai fenomeni di versante e, in misura minore, al carsismo.

Tutta l'Alta Valtellina e l'alta Val Camonica sono infatti state interessate fortemente dall'azione dei ghiacciai; durante l'ultima massima espansione glaciale, la valle dell'Adda era occupata da una cospicua coltre di ghiacci che confluiva nel sistema del lago di Como mentre dalla Val Camonica scendeva un altro apparato glaciale che occupava la sede dell'attuale lago d'Iseo per poi dare origine ad un piccolo ghiacciaio pedemontano. Le tracce di questi sistemi di ghiacciai sono oggi facilmente individuabili nel profilo delle valli d'erosione glaciale e delle valli sospese, nei circhi glaciali, nelle rocce montonate, nei cordoni morenici e nei depositi glaciali informi, spesso rimodellati da successivi fenomeni di versante (di scivolamento, di colluvio e fenomeni franosi), che caratterizzano la testata delle valli e gran parte dei versanti, fino alle quote più basse. Numerosi nunatak erano presenti nell'area (Monte Vioz, Pizzo Tresero, Punta San Matteo, Corno Tre Signori), dato che mediamente la

trimline varia dai 2700 ai 3000; sono oggi ben riconoscibili per l'aspetto scabro e aguzzo perché modellati esclusivamente da fenomeni periglaciali, a differenza delle superfici lisce e arrotondate delle forme di erosione glaciale. Molto diffuse sono anche le tracce della Piccola Età Glaciale (1500-1850 AD). Diversi ghiacciai sono tuttora presenti nell'area di studio e, nonostante il marcato ritiro registrato negli ultimi anni, costituiscono quasi il 50% delle aree glacializzate di tutto l'arco alpino italiano. Tra questi ghiacciai va ricordato l'apparato glaciale dei Forni che, con i suoi 13 km², è il più vasto ghiacciaio interamente italiano. Tra quelli di minore estensione, si possono ricordare i ghiacciai del S. Matteo, del Dosdè e il piccolo ghiacciaio della Sforzellina (Cita *et al.*, 1990; Chiesa *et al.*, in prep.; Montrasio *et al.*, in prep.).

Caratteristico nell'area di studio è l'ambiente periglaciale in tutte le sue diverse forme; numerosi sono i rock glaciers e i protalus ramparts e abbondanti sono le forme legate alla gelifluzione o alla solifluzione (lobi di pietre o di terra), i cuscinetti erbosi e i suoli poligonali. Il permafrost, di origine quasi esclusivamente olocenica, è in genere presente a quote superiori ai 2700 m in esposizione nord e circa 200 m più in alto in esposizione sud. In corrispondenza dei rock glacier o dei protalus ramparts o di depositi detritici e di frana a granulometria grossolana la quota può essere anche di 200-300 m più bassa. Lo spessore del permafrost varia tra i 10-15 m fino ad oltre 200 m ed interessa sia il substrato roccioso che i depositi sciolti (Guglielmin, 1997, 2003; Chiesa *et al.*, in prep.; Montrasio *et al.*, in prep.).

Frequenti nell'area di studio sono i fenomeni di versante, in forma di debris flows, frane e valanghe di roccia tra cui il più famoso è l'evento del 28 luglio 1987 in Val Pola. Più recente è la frana della Punta Thurwieser avvenuta il 18 settembre 2004. L'area è poi particolarmente interessata da deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) ed evidenti sono le manifestazioni superficiali di tali fenomeni: scarpate in contropendenza, trincee beanti, terrazzi strutturali, frane; particolarmente interessati da questi fenomeni sono i versanti della Valfurva. Episodi antichi di instabilità di versante sono riconducibili all'evoluzione postglaciale dell'area mentre attualmente i processi più superficiali di franamento nella copertura sono favoriti dal disboscamento antropico (Cita *et al.*, 1990 Chiesa *et al.*, in prep.; Montrasio *et al.*, in prep.).

Fenomeni carsici sia superficiali sia profondi interessano sia i depositi sedimentari sia i marmi della successione metamorfica (Valle dell'Alpe, Val Sobretta, Cresta di Reit-Monte Cristallo, Ortles, Gran Zebrù) (Cita *et al.*, 1990; Chiesa *et al.*, in prep.; Montrasio *et al.*, in prep.).

3.1.4 Inquadramento climatico

Come già anticipato in precedenza, i due versanti del Passo Gavia sono caratterizzati da regimi climatici differenti; il confronto è immediato, osservando i climogrammi elaborati per l'Alta Valtellina e per l'Alta Val Camonica. Per la prima, le stazioni di riferimento sono quelle di Bormio e di Santa Caterina Valfurva, per la seconda quelle di Vezza d'Oglio e del Passo del Tonale.

Per quel che riguarda l'andamento delle temperature registrate in Valtellina, osservando il climogramma di Bormio (Figura 3.2) si nota un minimo invernale nei mesi di dicembre e gennaio (-1.3°C) e un massimo estivo nel mese di luglio (16.6°C), con un'escursione termica annuale di poco inferiore ai 20°C; le temperature di Santa Caterina (Figura 3.2) mostrano un andamento analogo ma con temperature mediamente più rigide, con

minimo in gennaio (-8.0°C), massimo in luglio(-13.5°C), con un'escursione termica annuale più marcata (21.5°C).

Le precipitazioni medie sono piuttosto scarse, concentrate nei mesi estivi e con un minimo netto in febbraio, con valori di 762 mm annui per Bormio e 855 mm annui per Santa Caterina Valfurva. Sulla base di questi dati è possibile definire il regime climatico presente in quest'area di studio sulla base di alcuni indici bioclimatici; in particolare vengono qui considerati l'indice di continentalità termica, l'indice di continentalità compensato di Rivas-Martinez (Rivas-Martinez, 2004) e l'indice di Gams (Ozenda, 1985). Si possono quindi calcolare i valori dei tre indici per l'Alta Valtellina (Bormio: $I_c=17.9^\circ\text{C}$; $I_{cc}=25.25^\circ\text{C}$, indice di Gams =58°; Santa Caterina Valfurva: $I_c=20.17^\circ\text{C}$; $I_{cc}=30.6^\circ\text{C}$, indice di Gams =64°) e da questi valori risulta evidente come l'Alta Valtellina sia caratterizzata da un regime climatico di tipo continentale, con escursioni termiche marcate, precipitazioni scarse e valori elevati di I_c e di indice di Gams (i regimi climatici di tipo continentale hanno valori di $I_c > 20^\circ\text{C}$ e valori dell'indice di Gams $> 55^\circ$; vedi paragrafo. 2.3.1 pag 15).

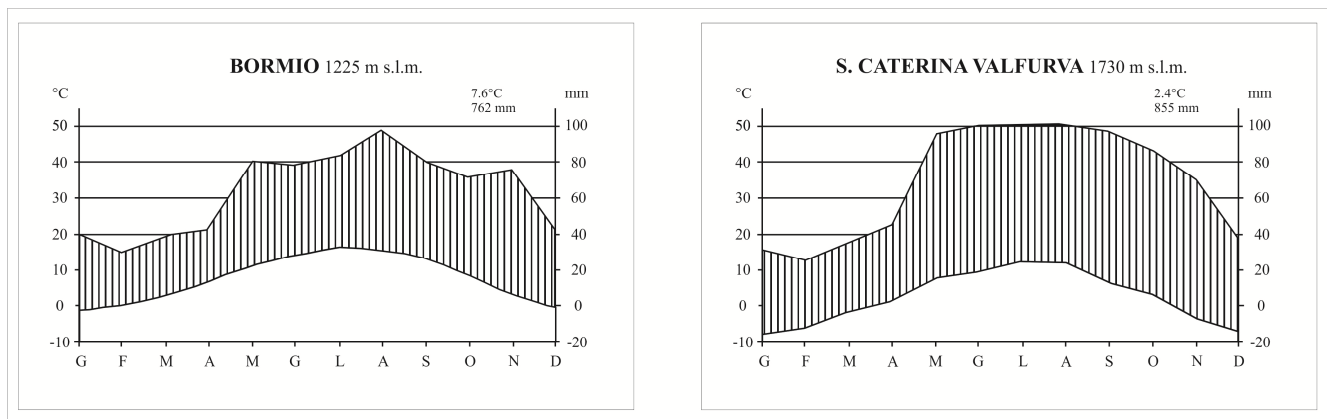


Figura 3.2: Climogrammi per le stazioni meteorologiche della Valtellina (SO).

Per quanto riguarda le temperature dell'alta Val Camonica (Figura 3.3), la stazione di Vezza d'Oglio, essendo posta a quote decisamente inferiori, registra temperature più basse, con un minimo in febbraio (1.7°C), un massimo in luglio (20.5°C) e un'escursione di poco inferiore ai 20°C, mentre al Tonale le temperature minime si registra tra dicembre e febbraio (-5.3°C a gennaio) e la massima in luglio (12.0°C), con un'escursione termica anche in questo caso inferiore ai 20°C. Le precipitazioni sono più abbondanti che in Alta Valtellina, più distribuite durante tutto l'anno ma sempre con un minimo nei mesi invernali, con valori medi annui di 968 mm registrati a Vezza d'Oglio e 1171 mm registrati al Tonale. I valori degli indici bioclimatici per l'alta Val Camonica (Vezza d'Oglio: $I_c=18.8^\circ\text{C}$; $I_{cc}=25.2^\circ\text{C}$, indice di Gams =48°; Tonale: $I_c=17.3^\circ\text{C}$; $I_{cc}=27.96^\circ\text{C}$, indice di Gams =57,8°) indicano quindi un regime climatico di tipo suboceanico, con escursioni termiche meno marcate, precipitazioni più abbondanti e valori inferiori di I_c e di indice di Gams (i regimi climatici di tipo oceanico valori di $I_c < 20^\circ\text{C}$ e valori dell'indice di Gams $< 45^\circ$; vedi paragrafo. 2.3.1 pag 15).

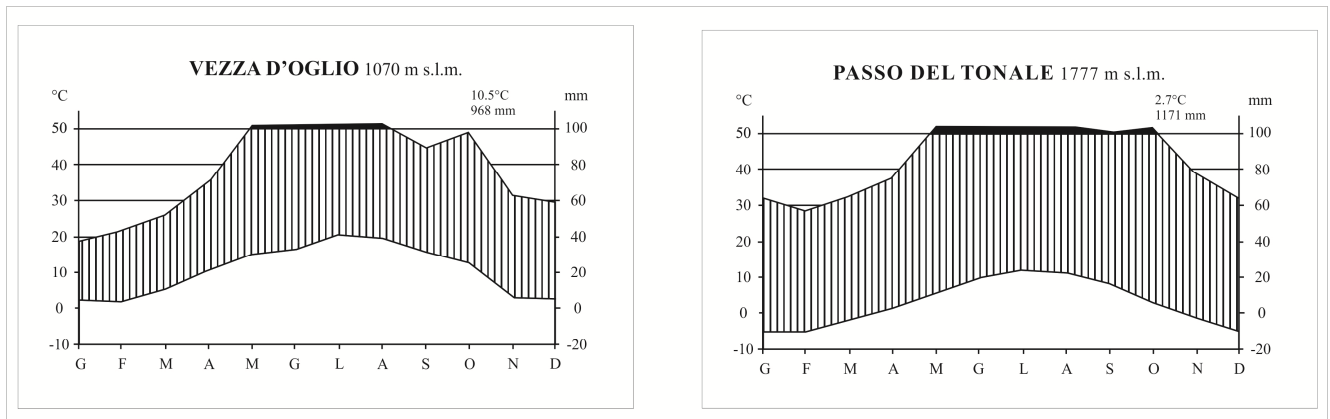


Figura 3.3: Climogrammi per le stazioni meteorologiche della Val Camonica (BS).

I climi continentali sono tipici delle valli interne delle Alpi (distretto endoalpico); qui le precipitazioni sono scarse (inferiori ai 1000 mm annui) a causa dell'effetto di sbarramento delle correnti umide dato dai massicci montuosi, l'umidità atmosferica è piuttosto bassa, le escursioni termiche sono marcate e con brusche variazioni delle temperature nel corso dell'anno. La Valtellina, grazie al suo prevalente andamento in direzione est-ovest, ha quindi un clima di tipo continentale, in quanto il versante orobico in bassa valle e i passi alpini in alta valle impediscono il passaggio delle correnti umide. Il distretto mesalpico, di cui fa parte la Val Camonica, è invece caratterizzato da un clima di tipo suboceanico, con temperature più elevate e precipitazioni più abbondanti (fino a 1800-1900 mm per anno); l'andamento nord-sud della Val Camonica permette, infatti, una miglior penetrazione delle correnti umide fino alla soglia rappresentata dal Passo Gavia, dando così origine ad un clima più piovoso, con umidità atmosferica maggiore, escursioni termiche minori e passaggio più graduale dalla stagione invernale a quella estiva.

Per queste ragioni il Passo Gavia rappresenta una soglia tra due regimi climatici contrastanti, differenza che molto bene si può apprezzare osservando il paesaggio vegetale sui due versanti.

3.1.5 Inquadramento vegetazionale

Tutti i siti studiati nel corso di questa ricerca sono distribuiti tra i 1800 e i 2650 m di quota, in ambienti tipici dei piani altitudinali montano superiore, subalpino e alpino delle alpi interne a substrato silicatico. In linea generale i piani montano superiore e subalpino inferiore sono caratterizzati dalla foresta chiusa di conifere a differente composizione, mentre il piano subalpino superiore è di dominio della foresta rada a conifere con strato arbustivo ben sviluppato (Andreis *et al.*, 2009); il piano alpino è invece il regno delle praterie d'alta quota.

Sul versante valtellino, il piano montano superiore è occupato dalla foresta ad abete rosso (*Picea abies*) (*Veronica latifoliae-Piceetum*), caratterizzato da uno strato arbustivo a *Sorbus aucuparia* e *Corylus avellana* a copertura ridotta ma con abbondanza di *Vaccinium myrtillus* e *V. vitis-idaea*, e da uno strato erbaceo con specie quali *Veronica urticifolia*, *Melampyrum sylvaticum*, *Orthilia secunda*, *Avenella flexuosa*, *Oxalis acetosella*,

Maianthemum bifolium, *Luzula nivea*, *Hieracium* gr. *murorum*, *Solidago virgaurea*. Questa associazione è tipica delle regioni montuose più continentali, dove le formazioni di latifoglie montane sono praticamente assenti, a quote comprese tra i 1000 e i 1600 m (Andreis *et al.*, 2009).

Salendo di quota, la pecceta sfuma nella foresta subalpina chiusa (*Larici-Piceetum cembretosum*), con codominanza di abete rosso e pino cembro (*Pinus cembra*) e larice (*Larix decidua*) subordinato; solo localmente, e proprio in Valfurva, la foresta subalpina risulta dominata dal cembro. Queste foreste hanno generalmente una copertura dello strato arboreo del 70-90%, un sottobosco caratterizzato da *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea*, *Lonicera coerulea* e *Juniperus nana* e uno strato erbaceo dominato da *Calamagrostis villosa* accompagnata da *Homogyne alpina*, *Linnaea borealis* (sporadica e segnalata proprio in Valfurva), *Melampyrum sylvaticum*, *Luzula albida*, *L. luzulina*, *Moneses uniflora*, *Lycopodium annotinum*. Questa associazione occupa in prevalenza i substrati cristallini dei versanti esposti a nord a quote comprese tra i 1650 e i 1950 m (Andreis *et al.*, 2009).

A quote generalmente comprese tra i 1850 e i 2200 m (localmente anche a quote superiori) le vegetazioni tipiche sono i larici-cembreti (*Larici-Pinetum cembrae*), formazioni forestali aperte con strato arbustivo ed erbaceo che raggiungono coperture dell'80%. In queste formazioni lo strato arboreo è dominato da larice e pino cembro, con abete assente o subordinato; nello strato arbustivo dominano *Rhododendron ferrugineum* e *Lonicera coerulea*, al di sotto dei quali si ritrovano *Vaccinium vitis-idaea*, *V. uliginosum*, *V. myrtillus*, *Calamagrostis villosa*, *Avenella flexuosa*, *Homogyne alpina*, *Luzula albida* e *Linnaea borealis*. Sono queste formazioni che solitamente costituiscono il limite naturale del bosco (Andreis *et al.*, 2009).

Poiché il pino cembro in Val Camonica è presente solo sporadicamente (massiccio dell'Adamello, Andreis *et al.*, 2005), a causa del regime climatico suboceanico non indicato alla sua crescita (Unterrichter, 1986), le foreste di conifere a sud del Passo Gavia risultano essere largamente dominate dal larice. Sempre il clima di tipo suboceanico è responsabile di un generale abbassamento dei limiti della vegetazione e di una compressione dei piani altitudinali (Caccianiga *et al.*, 2008; Andreis *et al.*, 2008).

La vegetazione montana e altimontana tipica, fino ad una quota massima di 1800 m sui versanti assolati, è quindi costituita da foreste di abete rosso con partecipazione di larice (*Calamagrostio arundinaceae-Piceetum*), strato arbustivo scarso a *Corylus avellana*, *Lonicera nigra*, *Sorbus aucuparia*, *Polygala chamaebuxus*, *Erica carnea*, *Vaccinium myrtillus* e *V. vitis-idaea* e strato erbaceo con *Calamagrostis arundinacea*, *Oxalis acetosella*, *Luzula nivea*, *Prenanthes purpurea*, *Solidago virgaurea*, *Hieracium* gr. *murorum*, *Maianthemum bifolium*, *Avenella flexuosa*, *Polypodium vulgare*, *Phegopteris polypodioides*, *Homogyne alpina* (Andreis *et al.*, 2009).

Il piano subalpino inferiore in alta Val Camonica è dominato da foreste generalmente chiuse (*Luzulo niveae-Piceetum*), tipiche dei climi oceanici, con strato arboreo a larice e abete rosso, strato arbustivo a *Sorbus aucuparia*, *Rhododendron ferrugineum*, *Alnus viridis*, *Vaccinium myrtillus* e *V. vitis-idaea* e strato erbaceo a *Luzula nivea*, *Homogyne alpina*, *Luzula* gr. *sylvatica*, *Melampyrum sylvaticum*, *Maianthemum bifolium*, *Oxalis acetosella*, *Dryopteris* gr. *carthusiana*, *Gymnocarpium dryopteris*, *Phegopteris polypodioides*, oltre a *Listera cordata* e *Luzula luzulina*, *Lycopodium annotinum*, *Saxifraga cuneifolia* e *Prenanthes purpurea* (Andreis *et al.*, 2009).

Il piano subalpino superiore è invece caratterizzato da formazioni aperte a dominanza di larice (*Astrantia minoris-Laricetum*) con abete rosso subordinato, strato arbustivo ben rappresentato (50-70%) a *Rhododendron ferrugineum*, *Sorbus aucuparia*, *Alnus viridis*, *Rubus idaeus*, *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea* e *Juniperus nana* e strato erbaceo con *Astrantia minor*, *Avenella flexuosa*, *Calamagrostis villosa*, *Homogyne alpina*, *Solidago virgaurea*, *Gymnocarpium dryopteris*, *Luzula nivea*, *Gentiana purpurea* e *Prenanthes purpurea*; nella sua forma tipica questa associazione è diffusa fino ai 2100 m di quota anche se localmente può spingersi più in quota (Andreis *et al.*, 2009).

Al di sopra del limite del bosco, i versanti più ombreggiati dell'orizzonte subalpino superiore e alpino inferiore sono occupati dalle brughiere a ericacee (*Vaccinium gaultherioides*, *V. myrtillus*, *V. vitis-idaea*, *Empetrum hermaphroditum*) (*Empetro-Vaccinietum*); i versanti più soleggiati sono invece occupati da cespuglietti a ginepro (*Juniperus communis*) e uva ursina (*Arctostaphylos uva-ursi*) (*Junipero-Arctostaphiletum*). Spesso queste vegetazioni sono però da considerarsi stadi dinamici di transito verso la foresta subalpina aperta; si trovano spesso in ambienti sottoposti ad interventi antropici (taglio delle specie legnose) e mostrano sovente una ricolonizzazione da parte della vegetazione arborea (Credaro e Pirola, 1975; Reisigl e Keller, 1995).

Le creste ventose sono invece occupate da brughiere a cespugli nani (*Loiseleurietum*) dominati dall'azalea nana (*Loiseleuria procumbens*) e con abbondante componente lichenica (*Cetraria islandica*, *Cladonia* spp., *Alectoria ochroleuca*, *Thamnolia vermiculata*) (*Loiseleurio-Cetrarietum*) (Credaro e Pirola, 1975; Reisigl e Keller, 1995). Salendo nell'orizzonte alpino superiore si abbandonano le vegetazioni arbustive e si entra a pieno nelle praterie d'altitudine; la vegetazione climax è qui rappresentata dal curvuleto (*Caricetum curvulae*), prateria naturale dominata da *Carex curvula* accompagnata da numerose specie caratteristiche (*Leontodon helveticus*, *Gentiana kockiana*, *Oreochloa disticha*, *Veronica bellidioides*, *Primula* spp, *Phyteuma* spp., *Hieracium* spp., ecc.). Il curvuleto occupa i versanti più pianeggianti fino a quote di circa 2700 m e in particolare le zone libere da neve circa 5 mesi all'anno; sulle creste ventose lascia però il posto all'elineto (*Elynetum myosuroidis*), dominato da *Elyna myosuroides* accompagnata da specie adattate a resistere alle raffiche di vento e alle forti escursioni termiche (*Antennaria carpatica*, *Salix serpyllifolia*, *Erigeron uniflorus*, *Lloydia serotina*, *Juncus trifidus*, *Carex parviflora*, ecc.). Legate a fattori ambientali locali, in particolare alla presenza di copertura nevosa per più di 8 mesi all'anno, sono le vegetazioni di valletta nivale (*Salicetum herbaceae*), dominate da *Salix herbacea* accompagnato da specie tipiche quali *Sibbaldia procumbens*, *Gnaphalium supinum*, *Soldanella pusilla*, *Alchemilla pentaphyllea*, *Veronica alpina*, *Arenaria biflora* e diverse specie di muschi tra cui *Polytrichum sexangulare* (Credaro e Pirola, 1975; Reisigl e Keller, 1990).

Abbondantemente presenti fino ai 2300 m circa sono poi i nardeti (*Nardetum*), pascoli dominati da *Nardus stricta* accompagnato da specie caratteristiche (*Potentilla aurea*, *Potentilla erecta*, *Geum montanum*, *Trifolium alpinum*, *Gentiana* spp., *Campanula barbata*, *Phyteuma betonicifolium*, *Hypochoeris uniflora*, ecc.); l'espansione di queste vegetazioni è legata allo sfruttamento antropico e soprattutto al sovra pascolo: essendo il nardo molto coriaceo e quindi particolarmente resistente al calpestio e inappetito al bestiame, è la specie che tende a diventare dominante nei pascoli eccessivamente sfruttati (Credaro e Pirola, 1975; Reisigl e Keller, 1990).

Infine, particolarmente abbondante sul versante bresciano del Passo Gavia è il varietà (*Festucetum variae*), la prateria a *Festuca varia* tipica dei versanti ripidi in esposizione sud fino a 2800 m; è caratteristica per l'aspetto a gradoni dei versanti, per l'aspetto ispido e pungente della festuca, specie dominante e spesso quasi assoluta, e per la presenza di specie termofile e resistenti alla siccità, quali *Laserpitium halleri*, *Euphrasia* spp., *Bupleurum stellatum*, *Potentilla grandiflora*, *Phyteuma scheuchzeri*, *Carex sempervirens*, *Avenula versicolor*, ecc.. (Reisigl e Keller, 1990).

3.1.6 Frequentazione antropica

Le testimonianze di frequentazione antropica sull'arco alpino sono numerose per tutto l'Olocene; è, però, con il tardo Neolitico e l'inizio dell'Età del Bronzo (tra i 4700 e i 3500 anni BP) che l'impatto antropico inizia a farsi importante, come suggeriscono diversi studi nelle Alpi centrali e occidentali (Gobet *et al.*, 2003; Moe *et al.*, 2007) e nelle Alpi orientali, nelle Prealpi e nelle Dolomiti (Fedele, 1981; 1990). L'impatto dell'uomo si mantiene poi pressoché invariato durante l'Età del Ferro e in epoca romana e medievale (Filippi *et al.*, 2005; Moe *et al.*, 2007).

Per quanto riguarda più nello specifico l'area di studio, testimonianze della presenza dell'uomo derivano dal ritrovamento di manufatti litici nel sito di Dosso Gavia, a 2360 m di quota all'imbocco della Valle dell'Alpe, sul versante valtellinese (Angelucci *et al.*, 1993). Si tratta di un sito attribuito al mesolitico sauveterriano, sulla base dell'industria litica rinvenuta, databile quindi tra il Preboreale e il Boreale; il sito è stato classificato come campo-base secondario, sulla base dell'industria litica, oppure come campo di avvistamento per la caccia, data la sua posizione dominante su uno sperone roccioso. L'area di studio, dunque, sarebbe stata frequentata dall'uomo in un momento di forte ritiro dei ghiacciai (Orombelli e Porter, 1982), durante una fase climatica favorevole che avrebbe consentito la penetrazione dei cacciatori mesolitici fino nell'interno della catena alpina. I manufatti litici si trovavano collocati in posizione piuttosto superficiale, coperti solo da una sottile coltre colluviale, in quello che sarebbe divenuto l'orizzonte E di un suolo podzolico; questo ha suggerendo che la fase di frequentazione antropica abbia coinciso con un momento di instabilità dei versanti, a cui sarebbe seguita una fase di pedogenesi che avrebbe portato alla formazione del suolo podzolico grazie alla messa in posto di una copertura forestale che avrebbe anche reso più stabili i versanti.

3.2 Monte Cusna

3.2.1 Inquadramento geografico

L'area di studio si trova nel territorio di Febbio (RE), all'interno dell'ex "Parco del Gigante", riunito insieme ad altri parchi e riserve sui due lati della dorsale appenninica nel Parco Nazionale dell'Appennino Tosco-Emiliano, istituito con D.P.R. del 21 maggio 2001. La zona interessata è delimitata a nord dal Passo della Cisa (1555 m), a sud e sud-est dalle cime del Monte Cusna (2121 m) e del Monte Contessa (1720 m) e a ovest e sud-ovest dal Torrente Ozola. Questo perimetro risulta iscritto nel bacino idrografico del fiume Secchia. Altri punti di riferimento più distanti sono le città di Ligonchio a ovest e Castelnuovo ne' Monti a nord, il Monte La Piella (2069 m) e l'Alpe di Vallestrina (1904 m) a sud-est, il Monte Ventasso (1727 m) e la Pietra di Bismantova (1047 m) a nord, l'Alpe di Succiso (2017 m), il Passo del Cerreto (1261 m) e Monte La Nuda (1895 m) a ovest, Monte Prado (2054 m) a sud. La cima più alta dell'Appennino Settentrionale, Monte Cimone (2165 m) si trova a sud-est, a circa 25 km di distanza. Il Monte Cusna è la maggiore cima dell'Appennino Reggiano e la seconda nell'Appennino Settentrionale.

3.2.2 Inquadramento geologico

L'Appennino Settentrionale, di cui fa parte l'Appennino Reggiano, si estende tra i due grandi lineamenti tettonici trasversali rappresentati dalla linea Sestri-Voltaggio a nord e dalla linea Ancona-Anzio a Sud; entrambi i lineamenti sono interpretati come grandi strutture a forte componente trascorrente. L'Appennino Settentrionale, con andamento NO-SE e vergenza verso NE, è strutturato in Falde o Unità tettoniche impilate le une sulle altre durante i movimenti legato all'orogenesi alpina, spostatesi dal loro punto di origine anche di centinaia di chilometri (Bortolotti, 1992).

All'interno dell'Appennino Tosco-Emiliano si possono individuare, da ovest ad est, cinque domini principali: tre oceanici (uno appartenente alle Liguridi interne e due alle Liguridi esterne) e due continentali (uno appartenente al Dominio Toscano e uno appartenente al Dominio Umbro-romagnolo e Marchigiano-Adriatico). L'area di studio può essere interamente inquadrata all'interno del Dominio Toscano, caratterizzata da una sezione basale clastica triassica, prima continentale e poi di mare poco profondo (non affiorante però nell'Appennino Reggiano), seguita poi, in successione, da depositi evaporitici, da depositi giurassici di piattaforma carbonatica e sedimenti pelagici calcareo-silicei, da una deposizione terrigena argilloso-carbonatica cretacea e da deposizione detritica con l'inizio delle fasi tettoniche compressive; con l'Oligocene ha inizio la deposizione di sedimenti torbiditici silicoclastici (Bortolotti, 1992).

Per quanto riguarda la descrizione dettagliata delle Unità Geologiche caratterizzanti l'area di studio, si riporta quanto contenuto nella legenda della Carta Geologica 1:10.000 della Regione Emilia Romagna (SGSS, 2007a,b):

Successione Cervarola (Unità Toscane)

- *Arenarie di Monte Cervarola* (CEV): Torbiditi arenacei in strati spessi alternate con pebbly sandstone e potenti depositi da slumping, passanti in alto a sequenze di torbiditi più sottili. Alimentazione prevalente da rocce granitico-gneissiche. Deposito di bacino torbiditico e di margine di bacino (affioramenti di Civago). *Burdigaliano*.

- *Arenarie di Monte Cervarola - membro del Torrente Dardagna* (CEV1): torbiditi grossolane in strati spessi e molto spessi alternati con torbiditi più fini e con livelli da slumping spessi anche diversi metri, e pebbly sandstone. Spessore di circa 800 m. *Burdigaliano*

Successione Modino (Unità Toscane)

- *Arenarie di Monte Modino* (MOD): torbiditi arenaceo-pelittici, grigie, in strati da sottili a spessi, costituiti da una base arenacea fine passante a pelite con rapporto A/P ~ 1. Si alternano pacchi di strati da medi a spessi costituiti di arenarie medie o grossolane con al tetto, a luoghi, peliti spesse pochi centimetri. Le torbiditi a composizione mista o calcarenitico-marnose sono piuttosto rare. Contatto inferiore per alternanze su MMA. Potenza di alcune centinaia di metri. *Chattiano p.p. – Aquitaniano*

- *Marne di Marmoreto* (MMA): marne, marne siltose grigie, a stratificazione mal visibile con rare intercalazioni di siltiti ed arenarie fini grigio-chiare, giallastre per alterazione, anche di origine vulcanoclastica. Nella parte basale intercalazioni di breccie argillitico calcaree. Contatto inferiore discordante su FIU. Deposito di scarpata. Spessore massimo di circa 100 m. *Rupeliano p.p. – Chattiano p.p.*

- *Litofacies a breccie del Rifugio Battisti* (MMAa): breccie grossolane per lo più matrice-sostenute, di spessore metrico o decametrico, originate da debris flow talora grossolanamente stratificate. Clasti argillitici e calcarei, di dimensioni fino a decimetriche, di origine ligure-subligure. Presente nella parte basale delle Marne di Marmoreto.

- *Argille di Fiumalbo* (FIU): nella parte bassa argilliti varicolori, verdastre o rosse con intercalazioni di sottili strati calcareniticomarnosi spesso riuniti in sequenze di spessore decimetrico e con bioturbazione a condriti e fucoidi negli intervalli marnosi. Nella parte alta argilliti marnose grigio-cenere con intercalazioni di siltiti e areniti fini in strati sottili. Contatto stratigrafico discordante sulle successioni sottostanti. Spessore massimo 200-300 m. *Bartoniano-Rupeliano p.p.*

- *Argille di Fiumalbo - membro del Rio Acquicciola* (FIU2): Arenarie a cemento calcareo in strati anche spessi. Intercalate, forse in più livelli, nella parte alta delle Argille di Fiumalbo. Spessore massimo di alcune decine di metri.

- *Formazione dell'Abetina Reale* (ABT): torbiditi a base calcilutitica o calcarenitica grigia, passanti a marne calcaree biancastre, in strati da sottili a molto spessi, alternate a torbiditi a base arenitica fine e siltitica e tetto argilloso grigio-scuro in strati sottili e medi. Locali intercalazioni di strati gradati di arenarie silicoclastiche e ofiolitiche. Presenza di impronte e resti di *Inoceramus*. Torbiditi di ambiente marino profondo. Passaggio continuo alla formazione sottostante. *Campaniano sup.*

- *Argilliti variegata con calcari (AVC)*: argilliti brune e verdine più raramente varicolori con strati calcarei grigio-scuri a patina rossastra, siltiti gradate e strati marnosi. Breccie argillitico-calcaree a prevalenti clasti di calcari tipo “palombini”. Argilliti grigio-piombo con strati calcarei grigio-bluastri sottili e medi. Deposito di ambiente marino profondo. Contatto inferiore tettonico col flysch di Sorba, in aree limitrofe. Potenza fino a circa 200 m. *Barremiano ?- Albiano ?*
- *Marne di Civago (CIV)*: marne grigio-cenere, spesso siltose, a stratificazione mal distinguibile. Localmente livelli di selce nera. Intercalazioni di sottili strati arenacei discontinui anche di origine vulcanoclastica, di livelli arenitici grossolani a matrice marnosa con abbondante glauconite risedimentata. Nell'area del Foglio 234 sono comprese in questa formazione anche torbiditi siltoso pelitiche in strati sottili. Deposito di scarpata. Contatto inferiore discordante sulle successioni sottostanti. Spessore di 50-100 m. *Aquitaniiano*
- *Marne di Civago - litofacies a breccie del Rio Rumale (CIVa)*: Orizzonti plurimetrici di breccie rossolane poligeniche ad elementi per lo più argillitici e calcarei. Intercalate nella parte bassa delle Marne di Civago. *Aquitaniiano*
- *Formazione di Serpiano - membro dei poggi di Fontanaluccia (SRP1)*: Arenarie torbiditiche silicoclastiche per lo più a grana siltitica con interstrati pelitico-marnosi, in strati sottili e medi. Livelli di selce nera in liste, frequenti soprattutto nella parte inferiore. *Aquitaniiano?*
- *Macigno (MAC)*: in basso torbiditi arenaceo-pelitiche in strati sottili (pochi metri). Nella parte intermedia arenarie in strati spessi e molto spessi a base grossolana con scarse peliti. Nella parte alta della successione torbiditi piano parallele (talora a base calcarenitica bioclastica e tetto pelitico-marnoso) in strati medi e spessi, alternate a torbiditi più sottili. Spessore massimo di circa 1000 m. *Chattiano – Aquitaniiano*

Depositi quaternari continentali

- *Deposito di frana attiva (a1)*: deposito gravitativo con evidenze di movimenti in atto o recenti, costituito da litotipi eterogenei, raramente monogenici, ed eterometrici, più o meno caotici. La tessitura dei depositi è condizionata dalla litologia del substrato e dal tipo di movimento prevalente, che è stato generalmente indicato (dove non specificato, il tipo movimento è indeterminato). La maggior parte dei depositi di frana del territorio appenninico è comunque di tipo complesso ed è il risultato di più tipi di movimento sovrapposti nello spazio e nel tempo (tipicamente scorrimenti/colamenti). La tessitura prevalente risulta costituita da clasti di dimensioni variabili immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa.
- *Deposito di frana per scivolamento (a1b)*: deposito originato dal movimento verso la base del versante di una massa di terra o roccia, che avviene in gran parte lungo una superficie di rottura o entro una fascia, relativamente sottile, di intensa deformazione di taglio.
- *Deposito di frana quiescente (a2)*: deposito gravitativo senza evidenze di movimenti in atto o recenti ma con possibilità di riattivazione, costituito da litotipi eterogenei, raramente monogenici, ed eterometrici, più o meno caotici. La tessitura dei depositi è condizionata dalla litologia del substrato e dal tipo di movimento prevalente, che è stato generalmente indicato (dove non specificato, il tipo movimento è indeterminato). La maggior parte dei depositi di frana del territorio appenninico è comunque di tipo complesso ed è il risultato di più tipi di

movimento sovrapposti nello spazio e nel tempo (tipicamente scorrimenti/colamenti). La tessitura prevalente risulta costituita da clasti di dimensioni variabili immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa.

- *Deposito di frana per scivolamento (a2b)*: deposito originato dal movimento verso la base del versante di una massa di terra o roccia, che avviene in gran parte lungo una superficie di rottura o entro una fascia, relativamente sottile, di intensa deformazione di taglio.

- *Deposito di frana per colamento lento (a2d)*:

Deposito messo in posto da movimento distribuito in maniera continuata all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio all'interno di questa sono multiple, temporanee e generalmente non vengono conservate. I materiali coinvolti sono per lo più coesivi. I depositi più frequenti sono costituiti in prevalenza da una matrice pelitica e/o pelitico-sabbiosa che include clasti di dimensioni variabili.

- *Deposito di frana complessa (a2g)*:

Deposito messo in posto in seguito alla combinazione nello spazio e nel tempo di due o più tipi di movimento.

- *Deposito di frana per scivolamento in blocco o DGPV (a2h)*: movimento gravitativo in massa complesso e profondo che interessa grandi ammassi rocciosi, talora con relative coperture superficiali, e si attua attraverso una deformazione per lo più lenta e progressiva della massa rocciosa, senza una superficie di scorrimento ben determinabile.

- *Deposito di versante s.l. (a3)*: deposito costituito da litotipi eterogenei ed eterometrici più o meno caotici. Frequentemente l'accumulo si presenta con una tessitura costituita da clasti di dimensioni variabili immersi e sostenuti da una matrice pelitica e/o sabbiosa (che può essere alterata per ossidazione e pedogenesi), a luoghi stratificato e/o cementato. La genesi può essere dubitativamente gravitativa, da ruscellamento superficiale e/o da soliflusso.

- *Detrito di falda (a6)*: accumulo detritico costituito da materiale eterogeneo ed eterometrico, generalmente a quote elevate o molto elevate, con frammenti litoidi di dimensioni variabili tra qualche cm³ e decine di m³, privo di matrice o in matrice sabbioso-pelitica alterata e pedogenizzata, di origine gravitativa frequentemente alla base di scarpate e lungo i versanti più acclivi.

- *Depositi alluvionali in evoluzione (b1)*: ghiaie, talora embriciate, sabbie e limi argillosi di origine fluviale, attualmente soggetti a variazioni dovute alla dinamica fluviale; detrito generalmente incoerente e caotico, costituito da clasti eterometrici ed eterogenei, talora arrotondati, in matrice sabbiosa, allo sbocco di impluvi e valli secondarie.

- *Deposito morenico scheletrico sparso (c3)*: depositi detritici sciolti a struttura caotica costituiti da materiali eterometrici inglobati in matrice limoso-sabbiosa. Localmente frequenti i massi erratici.

- *Conoide torrentizia in evoluzione (i1)*: depositi alluvionali, prevalentemente ghiaiosi, a forma di ventaglio aperto verso valle, in corrispondenza dello sbocco di valli e vallecole trasversali ai corsi d'acqua principali ove la diminuzione di pendenza provoca la sedimentazione del materiale trasportato dall'acqua, soggetti ad evoluzione dovuta alla dinamica torrentizia.

3.2.3 Inquadramento geomorfologico

L'area di studio risulta modellata da processi di tipo glaciale, di versante (periglaciale e temperato), torrentizio e antropico (Panizza *et al.*, 1982). Il primo tipo di processi è anche quello che ha agito nei tempi più remoti: il Monte Cusna è una delle cime più alte dell'Appennino Settentrionale, e i suoi versanti sono stati diffusamente glacializzati nel Würm (Losacco, 1949), con formazione di circhi sul versante settentrionale ed orientale tra i 2100 e i 1900 metri di quota; questi circhi sono ormai stati in gran parte smantellati da fenomeni di erosione recenti, e si possono ricostruire solo con una certa fatica. Altro effetto del glacialismo Würmiano è la messa in posto di grandi aree di depositi morenici. È stato ipotizzato che le lingue glaciali più grandi raggiungessero quote fra gli 850 e i 900 m (Panizza *et al.*, 1982); da quella proveniente dal Monte Cusna si sono prodotti due grandi depositi: il primo, a 1100-1300 m, viene associato al Pleniglaciale, il secondo, a 1400-1600 m, al Tardiglaciale. A quote più elevate si trova un deposito di estensione molto atipica sul versante nord-est, la cui forma può essere dovuta a sconvolgimenti di versante legati al terremoto della Lunigiana del 1920.

Altrettanto, se non più diffuse, sono le morfologie periglaciali, molto numerose in quantità e tipologie.

Gran parte della morfologia molto dolce di questa zona può essere conseguenza della forte influenza periglaciale, che nel tempo, da rocce così friabili, ha formato grandi quantità di detrito tramite gelifrazione; questo detrito, mobilizzato da movimenti di versante (geliflusso, colate) e di ruscellamento, ha nascosto le asperità delle forme del paesaggio. Nell'area di Febbio sono riscontrabili depositi a glacis (deposito che forma un piano lievemente inclinato; uno di questi, molto esteso, localizzato fra l'abitato di Febbio e il Monte Bagioletto, sembra essersi formato con i depositi morenici del Monte Cusna trasportati per geliflusso), nicchie di nivazione, detriti stratificati del tipo *éboulis ordonnés*, ossia depositi di strati ordinati di frammenti angolosi di roccia ottenuti per gelifrazione e messi in posto per geliflusso o ruscellamento nivale (detti anche *grèzes litées*; Castiglioni, 1986), e *rock glaciers*. Fenomeni di geliflusso stanno riprendendo forza in tempi recenti, con l'opera di disboscamento prodotta dall'attività umana, che lascia suoli scoperti meglio attaccabili dal gelo nei mesi invernali (Panizza *et al.*, 1982).

I fenomeni di erosione torrentizia diventano rilevanti nell'Olocene, quando la ritirata e la successiva scomparsa dei ghiacciai, e la formazione di una copertura vegetazionale, hanno diminuito il carico detritico delle acque di scorrimento, che diventano elementi erosivi anziché di deposito. Questo nuovo fattore, non più stabile con le forme presenti, ha condotto un'intensa opera di incisione dei versanti, che ora si manifesta sotto forma di forre e scarpate di degradazione soggette a frane di crollo, o come forme di soliflusso e frane di scivolamento sui pendii meno inclinati, o anche con la formazione di morfologie pseudocalanchive (presenti nell'area delle Prese, sul versante nord-est del Monte Cusna). Molti di questi fenomeni sono tuttora attivi, e anzi, qui l'impatto antropico ha avuto l'effetto di amplificarli, attraverso uno sfruttamento del bosco che ha progressivamente tolto a larghe porzioni di territorio la copertura vegetale che impediva il movimento del terreno sottostante (Panizza *et al.*, 1982).

3.2.4 Inquadramento climatico

Per l'area in esame, possono essere prese come riferimento alcune stazioni meteorologiche distribuite sull'Appennino reggiano e modenese.

La stazione più vicina è quella di Ligonchio (Figura 3.4), posta però a quota piuttosto bassa (928 m). Per quanto riguarda le precipitazioni, osservando il climogramma si riconosce il tipico regime pluviometrico appenninico, con un massimo delle precipitazioni in novembre ed un minimo molto marcato nel mese di luglio, senza che però si raggiungano condizioni di aridità. Le precipitazioni medie sono piuttosto abbondanti, con valori che si aggirano attorno ai 2000 mm per anno.

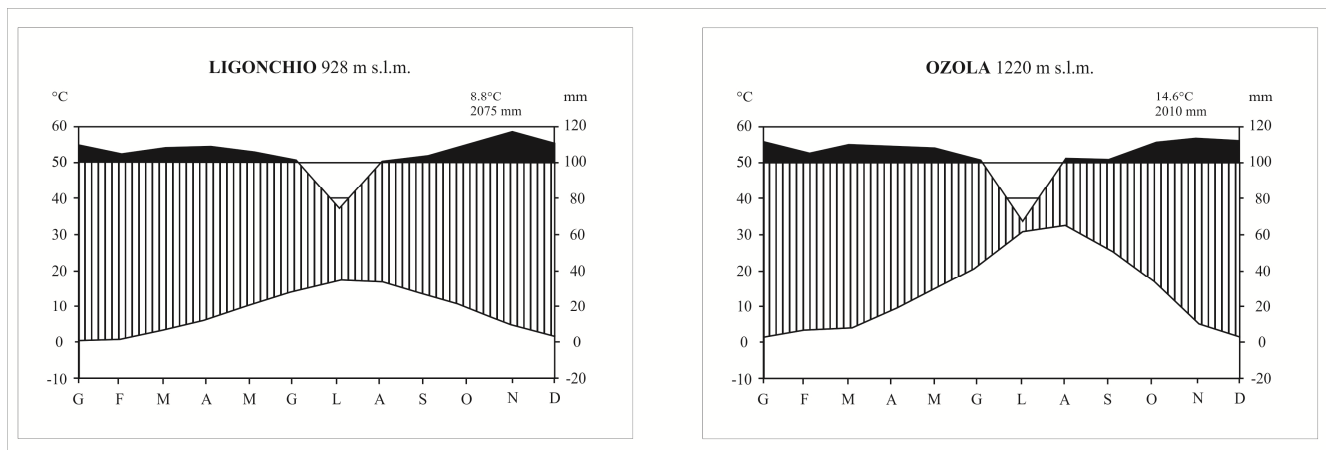


Figura 3.4: Climogrammi relativi alle stazioni meteorologiche di Ligonchio e Ozola (RE).

A quote leggermente superiori le condizioni climatiche non mostrano variazioni significative (Figura 3.4), come indicato dalle temperature e precipitazioni registrate nella stazione di Ozola (1220 m).

La stazione che meglio può approssimare le condizioni climatiche presenti nell'area in cui si sono concentrate le ricerche è quella del Monte Cimone (MO, 2165 m; Figura 3.5), di soli 50 m più alto del Monte Cusna; qui si registrano temperature media annuali di 2.2°C con un minimo in febbraio (-4.6°C) e un massimo in agosto (10.6°C). Le precipitazioni mostrano una distribuzione piuttosto irregolare durante l'anno ma con valori piuttosto bassi (783 mm), dovuti sia all'effetto della quota, sia alla sua posizione geografica; rispetto al Monte Cusna e in generale al crinale reggiano, il Cimone risente meno dell'influenza del Mar Tirreno e delle sue correnti umide e questo si riflette in una decisa riduzione delle precipitazioni che determina un clima di tipo subcontinentale (Bertolani Marchetti *et al.*, 1994; Tomaselli, 1994; Tomaselli *et al.*, 1994). Per un miglior confronto, si riporta il climogramma relativo alla stazione di Piandelagotti (MO; Figura 3.5), posta a quote paragonabili a quelle di Ozola; nonostante le temperature siano in linea con quanto registrato nel reggiano, le precipitazioni sono meno abbondanti e il minimo estivo è ben più pronunciato, proprio per effetto della posizione geografica.

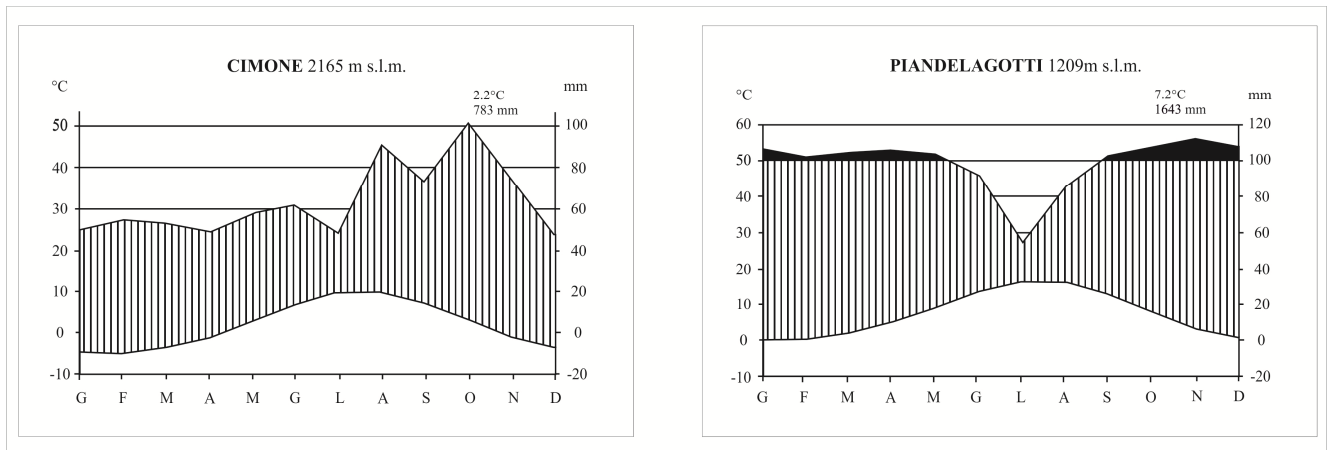


Figura 3.5: Climogrammi di riferimento per il crinale modenese.

3.2.5 Inquadramento vegetazionale

L'Appennino Settentrionale si colloca al limite meridionale della zona fitogeografica medioeuropea, a contatto con la zona fitogeografica mediterranea (Pignatti, 1979). Nella parte più alta può essere diviso in una serie di piani di vegetazione. Studi recenti (Redondi, 2009) hanno prodotto una carta della vegetazione dell'area settentrionale del Monte Cusna.

Dagli 800-1000 m fino ai 1600-1750 m si sviluppa l'orizzonte montano, occupato in prevalenza dalla faggeta. L'ampia distribuzione del faggio conferisce un'apparente uniformità fisionomica a questi boschi, anche se sull'Appennino tosco-emiliano sono presenti diversi tipi di faggeta (Tomaselli, 1997). In particolare, nell'area di studio troviamo una vegetazione forestale a dominanza di *Fagus sylvatica*, monospecifica nello strato arboreo, con un sottobosco costituito da specie come *Vaccinium myrtillus*, *Luzula nivea*, *Hieracium sylvaticum*, *Oxalis acetosella*, *Saxifraga rotundifolia*, *Solidago virgaurea*, *Myosotis sylvestris* e *Galium odoratum* (Redondi, 2009). In prossimità del limite degli alberi, qui posto a 1730 m, la faggeta termina e si apre in radure, peraltro presenti anche a quote più basse, che presentano copertura arborea data da *Fagus sylvatica* (sempre più sporadico e contorto salendo in quota), e *Sorbus aucuparia* (tipico anch'esso della fascia alta della faggeta). In alcune zone si sviluppa un cespuglieto basso a *Juniperus nana*, caratterizzato da una rado strato arboreo formato da maggiociondolo (*Laburnum alpinum*), specie rara in Appennino (Redondi, 2009).

Sopra il limite naturale degli alberi fino ai i 1800-1900 m è individuabile una fascia di tipo arbustivo costituita in prevalenza dal mirtillo nero, *Vaccinium myrtillus*, e dal mirtillo falso, *V. gaultherioides*. Il mirtillo rosso (*V. vitis-idaea*) non è sempre presente. Si possono riconoscere due tipi di vaccinieto (Tomaselli, 1997): il vaccinieto ad empetro, che vede la presenza di *Empetrum hermaphroditum* e l'elevata copertura e frequenza di *V. gaultherioides*, si colloca sui versanti più acclivi e sulle forme convesse del rilievo dove la copertura nevosa non si protrae per più di sei mesi l'anno (Rossi, 1989). Il vaccinieto ad *Hypericum richeri* è invece caratterizzato dalla predominanza di *V. myrtillus*, dall'assenza dell'empetro, e dal maggior rilievo delle specie di prateria (nell'area di studio si trovano in associazione specie di pascolo a nardo come *Avenella flexuosa*, *Hypericum richeri*, *Carex sempervirens*, *Meum athamanticum*, *Geum montanum*, *Festuca nigrescens*, *Luzula gr. sylvatica*,

Leontodon helveticus, *Homogyne alpina*, *Anthoxanthum alpinum*; Redondi, 2009). Si colloca sui versanti più dolci e sulle forme dalla morfologia concava, che permettono il protrarsi della neve per più di sei mesi l'anno. Nell'area di studio è stato rilevato soltanto il vaccinieto ad *Hypericum richeri*, più adattato alle condizioni morfologiche presenti delle altre associazioni (Redondi, 2009).

Dai 1800-1900 m ai 2000 m circa dominano le praterie di altitudine, differenziate per il tipo di substrato.

Le praterie neutro-basifile si sviluppano su suoli marnosi o calcareo-marnosi, e si dividono in vegetazioni di cengia (con *Anemone narcissiflora* e *Aquilegia*) e in prati pingui a *Festuca puccinellii* e *Trifolium thalii*. Quest'ultimo, su pendii detritici ad inclinazione superiore ai 35°, è caratterizzato da zolle erbose discontinue con *T. thalii*, *Alchemilla alpina*, *A. saxatilis* e *Cirsium bertolonii* (Tomaselli, 1997). Le praterie acidofile primarie sono caratteristiche di arenarie e argille; si presentano con una copertura vegetale caratterizzata da *Trifolium alpinum*, *Plantago alpina*, *Silene acaulis*, *Luzula spicata*. Sui versanti molto acclivi ed esposti a sud-ovest compare un altro tipo di prateria che ha come specie dominante *Festuca robustifolia*, endemica dell'Appennino (Tomaselli, 1997). Le praterie acidofile secondarie (associazioni di pascolo) sono la vegetazione di prateria più diffusa nell'area di studio. Si possono distinguere in nardeti e brachipodieti; i nardeti sono dominati da *Nardus stricta*, indice di degradazione del pascolo, e caratterizzati dalla presenza di specie come *Geum montanum*, *Potentilla aurea*, *Gentiana kochiana*, *Leontodon helveticus*, *Centaurea nervosa*, *Festuca nigrescens*, *Antennaria dioica*, *Luzula multiflora*, *Potentilla erecta* (Tomaselli, 1997). I brachipodieti si sviluppano in corrispondenza dei versanti più acclivi esposti a sud, dal microclima più secco e sono caratterizzati dalla graminacea endemica *Brachypodium genuense* e da una composizione floristica piuttosto eterogenea (Tomaselli, 1997) I brachipodieti hanno la tendenza ad evolvere verso la brughiera a mirtilli; l'esposizione meridionale, la pendenza e il pascolo (ora in diminuzione) ostacolano però la ricostruzione del vaccinieto originario (Tomaselli, 1997).

3.2.6 Frequentazione antropica

Le prime tracce della presenza dell'uomo nell'area dell'Appennino risalgono al Mesolitico. Sono noti diversi siti che testimoniano il passaggio frequente di comunità di cacciatori-raccoglitori tra il Boreale e l'inizio dell'Atlantico. In particolare, nell'area di studio sono presenti due siti nei quali sono stati ritrovati sia manufatti litici e tracce di focolari, sia resti di strutture di abitazione/accampamento (Panizza *et al.*, 1982; Cremaschi *et al.*, 1984). Successivamente si ha una fase di apparente abbandono, eccetto sporadiche frequentazioni indicate da reperti risalenti alla tarda Età del Ferro e all'epoca romana (Panizza *et al.*, 1982; Cremaschi *et al.*, 1984); dal Subatlantico si ha un graduale ritorno, con una fase di sfruttamento più intenso del bosco (Castelletti *et al.*, 1976). Le fonti storiche mostrano una progressiva colonizzazione dell'area a partire dall'Alto Medioevo, con comunità dedite alla pastorizia, stanziale e transumante, e allo sfruttamento dei boschi. L'agricoltura svolge un ruolo minore, ed è limitata a piccoli appezzamenti vicini ai nuclei abitati (Panizza *et al.*, 1982). E' in questa fase che l'impatto antropico, soprattutto inteso come utilizzo a ceduo dei boschi, può avere avuto un ruolo importante nell'aumentare l'instabilità dei versanti, privi di copertura forestale, favorendo la messa in posto dei depositi colluviali presenti nell'area di studio.

Capitolo 4

Materiali e metodi

4.1 Analisi pedologiche

L'analisi pedologica è stata svolta nell'arco di cinque anni, dal 2007 al 2011, e si è articolata in più fasi, inizialmente sul terreno, con l'individuazione dei siti di interesse, la descrizione dei profili di suolo e il loro campionamento, e successivamente con più fasi di analisi di laboratorio per la caratterizzazione chimico-fisica degli orizzonti campionati e di analisi delle sezioni sottili al microscopio petrografico.

Le aree nelle quali si è svolta questa ricerca erano già state in passato teatro di analisi pedologiche, in particolare l'area situata nell'Appennino settentrionale, in parte pubblicate (Panizza *et al.*, 1982; Cremaschi *et al.*, 1984) e in parte sotto forma di materiale già a disposizione ma ancora da studiare. Prima di iniziare le nuove indagini, si è quindi provveduto ad un riordino dei dati preesistenti, che sono poi stati in parte utilizzati per il completamento del presente lavoro.

Per quanto riguarda i siti del Passo Gavia, per la quale mancava una tale base di dati pregressi, si è provveduto ad effettuare una prima fase di osservazioni di campo, di campionamenti e di analisi per la caratterizzazione dei suoli presenti nella regione, per poi passare alla fase di ricerca vera e propria dei paleosuoli presenti nell'area di studio.

4.1.1 Descrizione dei profili

I suoli studiati sono stati tutti accuratamente descritti al momento dell'apertura dei profili, esaminando la sezione completa del suolo, dalla superficie di campagna fino al raggiungimento, ove possibile, del parent material alla base del profilo (Sanesi, 1977; Persicani, 1989; Cremaschi e Rodolfi, 1991; McRae, 1991; Sanesi, 2000); in nessuno dei siti studiati è stato necessario spingersi oltre i 2 m di profondità, rimanendo quindi all'interno dei limiti fissati dalla Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010). Per garantire l'uniformità dei dati raccolti e per velocizzare il lavoro di descrizione, ci si è avvalsi di tecnologie informatiche; è stato quindi utilizzato l'applicativo ArcProfili (Foi *et al.*, 2007), appositamente realizzato presso il Dipartimento di Scienze della Terra. Questo software, installato su dispositivi mobili (palmari e Tablet PC muniti di antenne GPS) unitamente al software ArcPad (GIS dedicato ai dispositivi mobili), ha permesso quindi l'immediata archiviazione dei dati relativi alla descrizione della stazione stazione, del profilo e di ognuno dei suoi. L'uso dei due software (ArcPad e ArcProfili) ha permesso, quindi, l'immediata integrazione dei dati descrittivi e dei dati geografici e spaziali; l'uso diretto dei GIS sul terreno ha inoltre permesso di visualizzare e interrogare mappe digitali (ortofoto, carte tematiche, carte topografiche, dati vettoriali) per meglio orientarsi nella scelta dei siti da indagare.

Per ogni stazione sono quindi state annotate:

- ubicazione e quota della stazione (acquisizione delle coordinate mediante GPS)
- pendenza ed esposizione del pendio
- natura del substrato (litologia del parent material, da bibliografia o da osservazione diretta)
- uso del suolo e vegetazione
- aspetti superficiali (rocciosità, pietrosità, erosione, morfologia, tipo di sezione, ecc..)

Per ogni profilo sono stati annotati:

- spessore totale del profilo
- tipologia di suolo (semplice/composto)
- l'elenco di tutti gli orizzonti

Ad ogni orizzonte è stato assegnato un nome (provvisorio, modificabile successivamente alle analisi di laboratorio e al microscopio) e sono stati annotati:

- spessore e profondità del limite inferiore
- tipo e andamento del limite inferiore
- umidità
- colore (secondo le tavole Munsell Color, 1994)
- frequenza, dimensione e colore delle eventuali screziature
- tessitura
- dimensione, forma, frequenza, arrotondamento e litologia dello scheletro
- dimensione, forma e resistenza degli aggregati
- dimensione e frequenza di fessure, pori e radici
- eventuale presenza di figure pedologiche (rivestimenti di argilla, noduli, ecc..)

4.1.2 Campionamento

Il campionamento sul terreno è stato condotto con metodologie differenti, a seconda che si trattasse di campioni da sottoporre ad analisi di laboratorio, oppure di campioni indisturbati per la realizzazione di sezioni sottili.

Nel primo caso, per ogni orizzonte individuato sul terreno è stato raccolto un campione omogeneo e rappresentativo dell'orizzonte stesso, dal peso variabile tra gli 0.5 e i 2 kg; nel caso di orizzonti dallo spessore considerevole, sono stati prelevati più campioni a profondità differenti, in modo da mettere in luce eventuali differenze non visibili ad occhio nudo (Ministero per le Politiche Agricole, 1999). Il campionamento è sempre stato effettuato dal basso verso l'alto del profilo, per evitare di inquinare gli orizzonti sottostanti ancora da campionare (Cremaschi e Rodolfi, 1991; Giordano, 1999).

Per quanto riguarda il campionamento per le analisi micromorfologiche, l'utilizzo di scatole di Kubiëna ha permesso di prelevare campioni indisturbati di suolo. Le scatole di Kubiëna sono gli appositi contenitori di metallo con fondo e coperchio asportabili che permettono di estrarre e trasportare campioni indisturbati di suolo; esse vengono infisse nel profilo e, una volta estratte, trattengono al loro interno un prisma di suolo indisturbato. Su ciascuna scatola di Kubiëna è stata riportata l'orientazione originaria del campione, informazione necessaria

per poter correttamente interpretare le informazioni ricavate dall'osservazione della corrispondente sezione sottile (Kubiěna, 1953, Stoops, 2003).

4.1.3 Analisi di laboratorio

Tutti i campioni prelevati sul terreno hanno subito una serie di pretrattamenti prima di essere sottoposti alle successive analisi; sono stati essiccati, pesati e setacciati con vaglio a maglia quadra di 2 mm, per separare lo scheletro (il trattenuto nel setaccio) dalla terra fine. Lo scheletro è stato poi lavato accuratamente e pesato; il suo peso è stato poi espresso in rapporto al peso totale del campione. La terra fine invece è stata utilizzata per effettuare tutte le successive analisi chimico-fisiche (Avery e Bascomb, 1974; Gales e Hoare, 1991; Ministero per le Politiche Agricole, 1999).

Granulometria

La granulometria di un suolo è la distribuzione delle sue particelle minerali in classi dimensionali; è una proprietà fondamentale, dalla quale dipendono molte altre caratteristiche chimico-fisiche dei suoli, e la sua determinazione è alla base della corretta classificazione di un suolo (Ministero per le Politiche Agricole, 1999). Nota la granulometria, è poi possibile derivare la tessitura del campione, ovvero la proporzione dei costituenti la terra fine del suolo, raggruppati in classi dimensionali.

Per le analisi granulometriche è stata utilizzata parte della terra fine, in quantità variabile tra i 90 e i 150 g. La porzione da sottoporre alle analisi è stata ottenuta mediante quartatura (una o più quartature successive) del passante a 2 mm, realizzata in modo che il sottocampione fosse rappresentativo del campione originario. Il materiale quartato e pesato è stato poi pretrattato con perossido di idrogeno (H_2O_2 a 130 volumi) al fine di eliminare la sostanza organica che, favorendo la formazione di aggregati, interferisce nella determinazione della tessitura.

Ogni campione è stato quindi analizzato utilizzando due distinte metodologie, applicate a frazioni granulometriche diverse: la distribuzione delle sabbie (particelle dal diametro variabile tra 2 mm e 63 μm) è stata determinata mediante vagliatura, la distribuzione dei limi (particelle dal diametro variabile 63 e 2 μm) è stata determinata mediante aerometria; la quantità di argilla è stata dedotta sottraendo le sabbie e i limi al peso iniziale del campione.

La vagliatura delle sabbie è stata realizzata a umido e a secco, utilizzando una colonna di 10 setacci con maglie a lume decrescente (1400, 1000, 710, 500, 355, 250, 180, 125, 90 e 63 μm). Per la vagliatura a umido ci si è avvalsi di un agitatore e di un getto d'acqua per favorire il passaggio delle particelle attraverso le maglie dei setacci; per la vagliatura a secco si è utilizzato un agitatore meccanico a intermittenza, azionato per 20 minuti. La pesatura dei setacci (di cui era stata preventivamente annotata la tara) ha permesso la determinazione del peso del trattenuto e quindi la distribuzione delle sabbie per ogni campione.

Il passante ai 63 μm è stato raccolto in vasche e lasciato sedimentare per diversi giorni; il volume d'acqua è stato progressivamente ridotto mediante sifonatura fino ad ottenere una quantità totale (campione + acqua) variabile tra i 600 e gli 800 ml. Il materiale così ottenuto è stato analizzato mediante aerometria con il metodo

del densimetro, in colonne dal volume pari a 2 l e previo trattamento con antiflocculante (3 g di sodio esametafosfato per ogni campione). L'analisi aerometrica sfrutta il principio di Stokes secondo il quale la velocità di sedimentazione di una particella è proporzionale alle sue dimensioni; la densità della sospensione tende quindi a diminuire con il passare del tempo e la sua variazione dipende dalla dimensione delle particelle contenute nella colonna. La misurazione di densità e di temperatura ad intervalli standard nell'arco delle 24 ore permette perciò di stabilire la quantità di limo presente nel campione.

I dati ottenuti mediante vagliatura e aerometria vengono poi unificati in curve di frequenza che permettono una efficace visualizzazione della distribuzione dei costituenti del suolo in classi dimensionali.

pH

Il pH è stato determinato in acqua, utilizzando il campione setacciato a 2 mm. A 10 g di suolo sono stati aggiunti 25 ml di acqua bidistillata (proporzione suolo:acqua di 1:2.5); la sospensione è stata posta su un agitatore oscillante per venti minuti e lasciata successivamente riposare per 24 ore. La misurazione del pH è stata effettuata mediante l'utilizzo di un tester automatico a doppio punto di taratura. I risultati sono stati espressi come unità di pH con una cifra decimale.

Carbonio organico

La determinazione del carbonio organico è una delle analisi di routine più importanti poiché è un fondamentale elemento diagnostico per la tassonomia dei suoli. In questa ricerca si è utilizzato il metodo Walkley e Black (1934), che prevede la riduzione di $K_2Cr_2O_7$ in eccesso da parte della sostanza organica e la successiva determinazione del $K_2Cr_2O_7$ mediante titolazione ossido-riduttiva con soluzione di ferro ammonio solfato. Il quantitativo di campione sottoposto ad analisi è stato sempre particolarmente esiguo (circa 0.250 g), dato l'elevato quantitativo di carbonio organico contenuto nei suoli studiati (la quantità di campione deve essere tale da garantire che, alla fine della reazione, almeno 3 ml di $K_2Cr_2O_7$ risultino in eccesso).

Il contenuto in carbonio organico viene espresso in g/kg, senza cifre decimali; per ricavare il corrispondente valore di sostanza organica partendo dal contenuto in carbonio organico è stato utilizzato un fattore moltiplicativo pari a 1.724 (Ministero per le Politiche Agricole, 1999).

Ferro e alluminio

Il ferro e l'alluminio nei suoli possono trovarsi sotto forme differenti (legati alla sostanza organica, sotto forma di ossidi o di ioni liberi); da nasce qui la necessità di operare con metodologie differenti, al fine di individuare e quantificare le varie fasi. Gli ossidi "liberi" sono stati estratti con una soluzione di sodio ditionito e sodio citrato, gli ossidi amorfi o poco cristallini sono stati estratti con una soluzione di ammonio ossalato acido mentre il ferro e l'alluminio presenti nel suolo come complessi umici sono stati estratti con una soluzione di sodio pirofosfato (Ministero per le Politiche Agricole, 1999). In tutti e tre i casi, l'analisi è stata condotta su 1 grammo di campione setacciato a 0.5 mm, ai quali sono stati aggiunti di volta in volta gli opportuni reagenti; le soluzioni così ottenute sono state tenute in agitazione per diverse ore con un agitatore oscillante a 120÷140 cicli al minuto (al buio per

le estrazioni con ammonio ossalato, per garantire la stabilità del complesso fotosensibile Fe(III)-ossalato) in cella termostata a temperatura costante di 25°C. L'estratto è stato poi centrifugato per 15 minuti a 2500 giri al minuto. La concentrazione dei due elementi è stata infine determinata mediante un ICP-ES (modello JY24 della Jobin-Yvon), dopo le opportune diluizioni del surnatante e aggiunta di acido nitrico per evitare la precipitazione del ferro. Le estrazioni sono state sempre accompagnate dalle rispettive prove in bianco. Il contenuto di ciascun elemento, espresso in mg/kg con una cifra decimale, è dato dall'espressione:

$$C = [(A - B) \times D \times V] / M$$

dove

C = contenuto di Fe o Al, opportunamente estratto con le tre metodologie descritte

A = concentrazione dell'elemento nella soluzione del campione, espressa in mg/l

B = concentrazione dell'elemento nella soluzione per la prova in bianco, espressa in mg/l

D = fattore di diluizione

V = volume della soluzione estraente utilizzato, espresso in millilitri

M = massa del campione utilizzata, espressa in grammi.

4.1.4 Analisi micromorfologiche

I campioni racchiusi nelle scatole di Kubiëna sono stati inviati al laboratorio specializzato nella realizzazione delle sezioni sottili. All'iniziale essiccazione per la totale rimozione dell'acqua è seguita l'impregnazione in resine epossidiche (polistirene); dopo un periodo di durata variabile di alcune settimane, necessario per l'indurimento delle resine, il campione è stato tagliato e levigato, fino ad ottenere una sezione sottile di circa 20-30 µm di spessore. Le sezioni sono state quindi osservate al microscopio petrografico (Olimpus BX41), a nicol paralleli (PPL), a nicol incrociati (XPL) e a luce incidente (OIL), utilizzando ingrandimenti di 20, 100, 200 e 400x. Le sezioni sono state descritte principalmente secondo Stoops (2003), il testo di riferimento più recente in ambito micromorfologico, e utilizzando la terminologia tradotta in italiano da Nicosia *et al.* (2010); in misura minore ci si è riferiti alla terminologia del sistema descrittivo proposto da Brewer (1976) e da Bullock *et al.* (1985). L'interpretazione delle sezioni sottili è stata realizzata secondo Stoops *et al.* (2010).

Per ogni sezione è stato seguito uno schema descrittivo che ha previsto l'osservazione di:

- Microstruttura e porosità: tipo di microstruttura, dimensione e forma degli aggregati, tipo di vuoti, loro abbondanza, arrangiamento spaziale, forma e dimensione.
- Massa di fondo: limite g/f, rapporto g/f, distribuzione relativa g/f, natura, grado di alterazione, dimensione e frequenza dei costituenti grossolani minerali e organici, natura, colore, limpidezza, colori di interferenza e b-fabric della massa di fondo.
- Materiale organico (non facente parte della massa di fondo): natura, grado di alterazione, dimensione, frequenza e arrangiamento spaziale.
- Figure pedologiche: natura, dimensione, forma, variabilità, abbondanza e arrangiamento spaziale delle diverse figure pedologiche.

4.2 Analisi pedoantracologiche

La pedoantracologia è una disciplina piuttosto recente che ha acquisito subito grande importanza negli studi di paleoecologia; gli strumenti fondamentali della pedoantracologia sono l'identificazione e la datazione al ^{14}C dei frammenti di legno carbonizzato contenuti nei suoli (Thinon, 1978, 1992; Carcaillet e Thinon, 1996; Talon, 1997). Grazie alla sua grande precisione spaziale, è uno strumento di grande importanza per le ricostruzioni paleo ambientali; grazie alla pedoantracologia è possibile ricostruire la composizione della vegetazione legnosa nelle fasi che hanno preceduto l'incendio e la possibilità di datare i frammenti di carbone permette di tracciare con grande precisione la storia della vegetazione (Thinon, 1992, Carcaillet e Thinon, 1996, Figueiral e Mosbrugger, 2000).

La carbonificazione è un processo che preserva le strutture fondamentali del legno, a patto che la combustione non avvenga a temperature troppo elevate, generalmente non superiori agli 800-1000°C (Braadbaart e Poole, 2008) ed è quindi possibile operare identificazioni molto precise di frammenti di carbone di dimensioni anche minime, purché sufficientemente grandi da permettere di osservare i caratteri necessari. Il dettaglio al quale ci si riesce a spingere in fase di identificazione dipende dallo stato di conservazione dei frammenti, dalle dimensioni e dal taxon di appartenenza; a livello generale, la taglia minima per l'identificazione di carboni di legno è di 400 μm per il legno omoxilo di conifera e di 1-5 mm per il legno eteroxilo delle latifoglie. Nel caso di frammenti di legno eteroxilo di dimensioni ridotte, spesso l'identificazione deve fermarsi a livello generico (poiché spesso alcuni dettagli per il riconoscimento specifico mancano nel frammento che si sta osservando); nel caso delle conifere invece, è di solito più semplice scendere ad un dettaglio maggiore.

4.2.1 Campionamento

Dato l'enorme contributo fornito dalla pedoantracologia nelle ricostruzioni paleoambientali, si è deciso di operare un campionamento apposito per testare l'utilizzo di questa tecnica parallelamente all'analisi pedologica e micromorfologica. Si è quindi deciso di campionare per orizzonti, e non ad intervalli regolari di profondità, per poter meglio integrare i dati pedoantracologici con quelli pedologici e micromorfologici. Sono stati inizialmente prelevati campioni in tutti gli orizzonti nei quali, durante la fase di campo, erano stati osservati carboni; una successiva fase di campionamento ha interessato un numero maggiore di orizzonti e di profili, aggiungendo quei siti che da un punto di vista pedologico e micromorfologico presentavano analogie con i siti campionati in precedenza, con lo scopo di ricercare frammenti di carbone anche dove questi non erano stati individuati macroscopicamente.

4.2.2 Analisi di laboratorio

I campioni portati in laboratorio sono stati fatti seccare completamente in stufa o all'aria e successivamente pesati; sono stati analizzati campioni dal peso secco variabile tra 0.5 e 4 kg. I campioni sono stati immersi in acqua e gli aggregati sono stati distrutti a mano. Ogni campione è stato poi vagliato a umido e a secco

utilizzando 4 setacci a maglia quadra a lume decrescente (2.5 e 1.25 mm, 400 e 800 μm), iniziando la vagliatura dal surnatante, costituito da frammenti di carbone e di radici. Il trattenuto in ogni setaccio è stato poi fatto seccare e osservato al microscopio binoculare (Leica Zoom 2000), per separare a mano i carboni dal sedimento. Dato l'elevato numero di carboni rinvenuti nei campioni, sono stati identificati solamente 50 frammenti per classe dimensionale, limitatamente alle due classi dimensionali maggiori (2.5 e 1.25 mm); nei campioni con un quantitativo esiguo di carbone (meno di 50 frammenti per classe dimensionale), l'identificazione ha interessato tutti i frammenti recuperati, sempre limitatamente alle due classi dimensionali maggiori (2.5 e 1.25 mm). Per l'identificazione ci si è avvalsi di microscopi episcopici a luce incidente con ingrandimenti di 100, 200, 500 e 1000x (osservazioni effettuate presso l'*Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie (IMEP)* di Aix-en-Provence); sono stati utilizzati appositi atlanti fotografici di anatomia del legno (Jacquot, 1955; Greguss, 1955, 1959; Jacquot *et al.*, 1973; Schweingruber, 1982, 1990; Hater, 2000; Vernet *et al.*, 2001), documentazioni fotografiche liberamente consultabili in rete (Microscopic Wood Anatomy: <http://www.wsl.ch/land/products/dendro/>) e collezioni di confronto di frammenti di legno secco o appositamente carbonizzato (personali e messe a disposizione dall'IMEP). I carboni sono stati, quindi, osservati lungo le tre sezioni anatomiche fondamentali (trasversale, radiale e tangenziale); a questo scopo, i frammenti sono stati spesso tagliati, mediante l'uso di pinzette e bisturi, per mettere in luce le tre sezioni indicate.

I frammenti di carbone sono poi stati pesati per calcolare l'antracomassa specifica, espressione quantitativa di dati antracologici, espressa in mg/kg e data dal rapporto tra peso dei carboni in mg e peso secco, in kg, del campione (Carcaillet e Talon, 1996; Carnelli *et al.*, 2004; Touflan *et al.*, 2010); l'antracomassa specifica (SA) è stata calcolata a livello di orizzonte (SAL) e a livello di taxa (SAT) (Talon *et al.*, 1998; Talon, 2010; Touflan *et al.*, 2010).

Alcuni dei frammenti di carbone identificati, ritenuti particolarmente significativi, sono stati preparati e spediti ai laboratori di Beta Analytic Inc. (Miami, Florida, USA) per essere datati al ^{14}C in AMS; questa tecnica consente di datare quantità molto esigue di carbone (10-50 mg) ed è stato quindi possibile datare singoli frammenti di carbone. La datazione al ^{14}C secondo tecniche standard è sconsigliabile in quanto, per raggiungere le quantità minime richieste, vengono di solito accorpati più frammenti; nel suolo, però, frammenti di carbone a stretto contatto possono provenire da eventi d'incendio diversi, anche molto lontani nel tempo, e la datazione restituirebbe una "data media" degli eventi di incendio (Carcaillet, 2001).

4.3 Analisi dei macroresti

L'analisi dei macroresti è stata realizzata nelle due aree di studio con modalità e con scopi differenti.

Nell'area del Passo Gavia sono stati campionati due siti in torbiera, uno sul versante valtellinese e uno sul versante camuno, con lo scopo di realizzare uno studio di dettaglio dei resti vegetali e quindi di ricostruire la storia della vegetazione.

Sul monte Cusna l'analisi è stata limitata ad un solo sito e ha riguardato un cospicuo accumulo di resti entomologici rinvenuti in alcuni orizzonti sepolti; l'identificazione dei resti ha, in questo caso, avuto lo scopo di individuare l'ecologia delle specie, utile per la ricostruzione indiretta del paleo ambiente.

4.3.1 Analisi dei macroresti di torbiera

Il campionamento si è svolto nell'estate 2009; per ciascuna delle due torbiere (Val Cedec e Lago Nero) sono state campionate due sequenze complete, dalla superficie alla base dello spessore di torba. In tre dei quattro campionamenti sono stati utilizzati scassi preesistenti che già mettevano in luce la sequenza completa; in un solo caso è stato necessario scavare una fossa pedologica nel terreno.

I campioni sono stati prelevati lungo tutta la sequenza di torba ad intervalli regolari di 5 centimetri l'uno dall'altro; solo in uno dei due siti in Val Cedec si è provveduto ad effettuare un campionamento per livelli, dato che a livello macroscopico erano visibili variazioni morfologiche nella sequenza di torba. In attesa di essere analizzati, sono stati conservati ad una temperatura di 4°C, in modo da preservarli dall'alterazione.

L'analisi vera e propria è stata condotta, secondo Beaudoin (2006), su un sottocampione di 100 ml, prelevato da ognuno dei campioni raccolti, e determinato come variazione di un volume d'acqua portato da 400 a 500 ml mediante aggiunta di materiale. Di norma 100 ml di campione sono sufficienti per poter ottenere una quantità di macroresti utile per analisi significative. Il sottocampione è stato quindi setacciato ad umido utilizzando 3 setacci con maglia quadra a lume decrescente (1000, 500 e 250 µm; il passante a 250 µm è stato eliminato); il trattenuto di ogni setaccio è stato quindi vagliato manualmente utilizzando un microscopio binoculare (Leica Zoom 2000) con ingrandimenti fino a 40x, per separare i macroresti vegetali identificabili (semi, frutti, foglie), i frammenti di esoscheletro di insetto e la frazione minerale dalla componente vegetale non identificabile (radici, frammenti di tessuti, ecc..). I macroresti vegetali sono stati quindi identificati con l'aiuto di atlanti fotografici (Jacquiot, 1955; Greguss, 1955, 1959; Jacquiot *et al.*, 1973; Pignatti, 1982; Schweingruber, 1982, 1990; Hater, 2000; Vernet *et al.*, 2001; Cappers *et al.*, 2006) di documentazione fotografica presente in rete (Digital Seed Atlas: <http://seeds.eldoc.ub.rug.nl/>), di collezioni di riferimento, appositamente realizzate mediante campionamento in entrambi i siti, e di campioni d'erbario (Erbario dell'Università degli Studi di Milano). I frammenti di legno sono stati seccati e identificati grazie al materiale di riferimento utilizzato per le analisi antracologiche (vedi 4.2.2). Tutto il materiale separato e identificato è stato poi contato in modo da ottenere dati quantitativi di abbondanza lungo la sequenza mentre la frazione minerale è stata pesata per quantificare l'apporto di sedimento lungo la sezione; per il legno sono state adottate due strategie di quantificazione differenti: per la torbiera di Cedec (data la minor abbondanza di resti legnosi) è stata effettuata la conta dei frammenti mentre per la torbiera del Lago Nero (in cui il legno era molto più abbondante) si è propeso per la pesa dei frammenti. Tutto il materiale è stato poi seccato e archiviato per eventuali successive analisi.

Un frammento di legno rinvenuto nella torbiera del Lago Nero è stato preparato e spedito ai laboratori di Beta Analytic Inc. (Miami, Florida, USA) per essere datato al ¹⁴C in AMS.

4.3.2 Analisi entomologica

Il campionamento si è svolto nell'estate 2010, in seguito all'individuazione di un notevole accumulo di resti di esoscheletri di artropodi in alcuni orizzonti sepolti a diversi centimetri di profondità. Sono stati quindi campionati l'orizzonte di maggior concentrazione e i due orizzonti immediatamente sovrastante e sottostante, in modo da valutare l'eventuale distribuzione dei resti lungo il profilo.

I campioni sono stati quindi seccati all'aria, pesati e vagliati ad umido utilizzando una colonna di 3 setacci con maglia quadra a lume decrescente (1000, 500 e 250 μm); il trattenuto di ogni setaccio è stato quindi selezionato mediante *picking* a mano utilizzando un microscopio binoculare (Leica Zoom 2000) con ingrandimenti fino a 40x, per separare i frammenti di esoscheletro dal sedimento.

I frammenti sono stati quindi identificati grazie alla collaborazione con il dott. Mauro Gobbi, entomologo e conservatore del Museo di Storia Naturale di Trento. Alcuni di essi sono stati fotografati al microscopio elettronico a scansione (SEM), per poter meglio apprezzare i dettagli anatomici. Altri frammenti sono stati opportunamente preparati e spediti ai laboratori di Beta Analytic Inc. (Miami, Florida, USA) per essere datati al ^{14}C in AMS.

4.4 Analisi dendroecologiche

Lo studio dendroecologico ha previsto due fasi principali di lavoro: una prima fase di campo, per la raccolta dei dati e del materiale, e una seconda fase di osservazione del materiale raccolto e di elaborazione dei dati ottenuti.

4.4.1 Campionamento

Il campionamento si è svolto nell'arco di 4 stagioni vegetative, dal 2007 al 2010, lungo transetti altitudinali. Le aree di studio nelle quali è stato svolto lo studio sono da molti secoli soggette ad intenso sfruttamento da parte dell'uomo e la fase di scelta delle aree da indagare è stata piuttosto delicata; per poter distinguere gli effetti del clima dall'impatto delle attività umane, sono state individuate alcune aree in cui la pressione antropica, rappresentata in larga misura dal pascolo, fosse estremamente ridotta. Per questo i transetti sono stati individuati direttamente sul terreno, in zone particolarmente poco agevoli e quindi non accessibili al bestiame.

I transetti sono stati tracciati lungo la linea di massima pendenza a partire dalla foresta chiusa fino al raggiungimento del limite delle specie; nella zona compresa tra il limite delle specie e il limite degli alberi il rilievo è stato condotto lungo un transetto continuo mentre al di sotto del limite degli alberi il censimento è stato realizzato per quadrati, su aree di ampiezza costante di circa 400 m^2 e posti ad intervalli regolari (circa 50 m di dislivello tra l'uno e l'altro, compatibilmente con l'accessibilità dell'area di studio). Il campionamento in continuo nella parte alta del transetto ha permesso di evitare il rischio di non includere nell'area esaminata l'individuo situato alla quota maggiore.

Lungo i transetti, sia nella porzione in continuo, sia in quella per quadrati, sono stati censiti tutti gli individui, vivi o morti, appartenenti a specie arboree (*Pinus cembra*, *Picea abies*, *Larix decidua* e *Fagus sylvatica*); tutti

gli individui censiti sono stati numerati, descritti (in Tabella 4.1 sono riportate le informazioni raccolte sul campo), fotografati e la loro posizione è stata rilevata mediante GPS (Garmin GPSMap 60cx) con precisione metrica. Per ogni individuo sono stati inoltre annotati tutti i dati di stazione: esposizione, inclinazione, tipologia di vegetazione, morfologia del versante e substrato.

Tutti gli individui vivi di dimensioni sufficienti (diametro minimo di 3-4 cm) sono stati carotati mediante succhiello di Pressler; si è cercato di carotare il fusto in prossimità del terreno, in modo da ottenere una carota il più completa possibile, per una migliore determinazione dell'età della pianta. Per ogni individuo morto è stata prelevata una sezione completa del fusto, in sostituzione della carota di legno.

Dati	Descrizione
Altezza e diametro	Altezza stimata, in m; diametro misurato alla base, in cm
Accrescimento verticale	Indica se l'individuo si sviluppa secondo un asse verticale o se assume un portamento prostrato
Portamento del fusto	Monocormico (individuo con un unico fusto) o policormico (individuo con due o più fusti; con polloni nel caso delle latifoglie)
Presenza di punte secche	Per danno meccanico, disseccamento da gelo, ..
Danni alle foglie	Per danno meccanico, gelo invernale, funghi da neve, parassiti, ..
Stato	Vivo o morto
Presenza di coni/frutti	Informazioni riguardo la capacità di effettuare riproduzione sessuale
Età	Stimata mediante metodi sperimentali
Note	

Tabella 4.1: parametri registrati per ogni individuo censito.

4.4.2 Metodi di stima dell'età

Per gli individui di dimensioni esigue, con diametro al di sotto del limite di carotabilità (plantule, giovani individui o krummholz), si sono utilizzati diversi metodi di stima dell'età, messi appositamente a punto durante questo studio (vedi cap. 8). La corretta determinazione dell'età dei giovani individui riveste grande importanza negli studi delle comunità arboree al loro limite altitudinale, in quanto può dare preziose informazioni sulle dinamiche in corso e sulla corretta determinazione del tipo di treeline (abrupta, diffusa o a krummholz; Harsch *et al.*, 2009). Benché il metodo più preciso per la determinazione dell'età fosse il taglio degli individui all'altezza del colletto (Batlori *et al.*, 2009), un metodo così distruttivo non era praticabile all'interno del nostro studio e si è quindi cercato di mettere a punto un metodo meno invasivo basato sull'osservazione della morfologia degli individui.

I metodi utilizzati si basano quindi sull'individuazione del modello architettonico di sviluppo delle specie vegetali rinvenute lungo i transetti; le piante, infatti, crescono per accumulo progressivo di unità simili ed è proprio grazie a questo tipo di sviluppo che si è ipotizzata la possibilità di risalire all'età delle specie arboree osservandone la forma. Si è visto che specie diverse seguono modelli architettonici differenti ma gli individui di

una stessa specie si sviluppano secondo un modello comune, costante, geneticamente determinato (Hallé e Oldeman, 1970; Hallé *et al.*, 1978; Bell, 1991; Robinson, 1996, 2000; Hallé, 2004). Le specie arboree quindi presentano un modello di ramificazione riconoscibile, al quale le giovani piante si attengono, che può poi essere influenzato, man mano che le piante procedono nel loro sviluppo, dall'ambiente in cui vivono e dal loro invecchiamento; anche la deviazione dal modello, essendo geneticamente determinata, può però essere riconosciuta e ricondotta al piano di sviluppo iniziale (Bell, 1991; Robinson, 1996). L'utilizzo dei modelli di crescita è già stato utilizzato sperimentalmente per determinare l'età di alcune conifere, mediante conteggio dei palchi o delle cicatrici sulla corteccia (Hättenschwiler e Smith, 1999; Caccianiga e Payette, 2006; Batlori e Gutierrez, 2008; Batlori *et al.*, 2009); in questo studio si è quindi cercato di mettere a punto tecniche valide per le specie rinvenute lungo i transetti studiati (*Pinus cembra*, *Picea abies*, *Larix decidua* e *Fagus sylvatica*), individuando innanzitutto i rispettivi modelli di crescita.

Il pino cembro (*Pinus cembra*) si sviluppa secondo il modello di accrescimento di Rauh (Hallé e Oldeman, 1970), con tronco monopodiale, accrescimento ritmico e rami monopodiali ortotropi. L'accrescimento ritmico ha permesso di stimare l'età attraverso conteggio dei palchi, con sviluppo regolare di uno ogni anno; partendo dall'apice, che corrisponde all'anno attuale, si è contato a ritroso fino ad arrivare alla base.

L'abete rosso (*Picea abies*) si sviluppa secondo un modello intermedio tra quello di Rauh e quello di Massart (o modello di Rauh modificato; Mougín *et al.*, 1993), con tronco monopodiale, accrescimento ritmico e rami monopodiali ortotropi in individui giovani, con tendenza a divenire plagiotropi negli individui di maggiore età; anche in questo caso, dato che sono stati presi in considerazione solo individui giovani, si è utilizzato il conteggio dei palchi.

Il larice (*Larix decidua*) si sviluppa secondo un modello di Rauh (Hallé e Oldeman, 1970) complicato dalla possibilità di sviluppo di due tipologie di rami, i brachiblasti (corti e con un singolo ciuffo di aghi) e i macroblasti (lunghi e portanti singoli aghi o più brachiblasti); dato che i brachiblasti hanno la capacità di rimanere tali anche per molti anni prima di svilupparsi in macroblasti, la determinazione dell'età di una pianta o anche di un singolo ramo non è sempre immediata. In questo studio ci si è avvalsi della morfologia esterna della corteccia, che cambia aspetto da un anno all'altro e permette di determinare l'età, tecnica valida, però, solo per individui piuttosto giovani.

Il faggio (*Fagus sylvatica*), invece, segue il modello di Troll (Hallé e Oldeman, 1970), con tronco e rami plagiotropi; i moduli annuali di crescita, a forma di L, sono separati da cicatrici della corteccia, normalmente ben visibili per diversi anni, e quindi utilizzabili per la stima dell'età.

Le età ottenute mediante stima sul terreno necessitavano però di verifica, mediante confronto con la reale età dell'individuo esaminato. Alcune piante sono state quindi tagliate all'altezza del colletto, ne è stata determinata l'età esatta e questa è stata messa a confronto con l'età stimata, in modo da ottenere una verifica della validità del metodo e un fattore di correzione del metodo stesso di stima.

4.4.3 Analisi di laboratorio

Le carote prelevate sul campo sono state incollate su supporti e levigate con carta vetrata a grana molto fine, in modo da lucidarne la superficie e rendere visibili gli anelli di accrescimento del legno; mediante microscopio binoculare (Leica Zoom 2000) con ingrandimenti fino a 40x si è proceduto all'osservazione delle carote e al conteggio degli anelli. Per ogni carota sono stati annotati il numero totale di anelli visibili e sono state quindi determinate l'età dell'individuo da cui era stata prelevata e l'anno di nascita. Difficilmente l'età determinata mediante conteggio è l'età esatta della pianta, in quanto le carote possono mancare di centro, alcuni anelli possono mancare perché incompleti o parzialmente deteriorati dal tempo e perché non sempre le carote sono state prelevate in corrispondenza esatta del colletto del fusto; le età determinate sono quindi da intendersi come età minime. Oltre al semplice conteggio, sono state anche osservate alcune anomalie degli anelli di accrescimento; in particolare si è annotata la presenza di anelli particolarmente larghi o stretti (rispetto alla larghezza media degli anelli di ogni singola carota), di anelli da gelo (o *frost rings*, conseguenza del gelo sulla pianta), di anelli pallidi (o *light rings*, anelli cui manca il legno tardivo, sintomo di brusca chiusura della stagione vegetativa), di legno di reazione (associato a perdita dei verticalità o a stress di tipo meccanico) e di particolare abbondanza di canali resiniferi nelle carote di conifera (indizio di stress della pianta).

Le stesse osservazioni sono state effettuate anche sulle sezioni di fusto degli alberi morti presenti lungo i transetti; sono state annotate tutte le anomalie presenti e sono stati contati gli anelli. Non essendo possibile determinare l'anno di nascita e di morte della pianta, ci si è limitati solamente a determinarne l'età.

4.5 Analisi della vegetazione

Nell'arco dello svolgimento di tutta la ricerca, in corrispondenza di ogni profilo di suolo, lungo tutti i transetti continui e in ogni quadrato in cui è stato effettuato il censimento della popolazione arborea, è stato realizzato un rilievo della vegetazione, al fine di caratterizzare con precisione l'ambiente da cui provengono i campioni analizzati.

4.5.1 Rilievo fitosociologico

Per la caratterizzazione della vegetazione ci si è avvalsi del metodo fitosociologico messo a punto da Braun-Blanquet; secondo questo metodo, il rilievo è stato eseguito su una superficie rappresentativa dell'ambiente circostante, annotando, per ciascun rilievo, le caratteristiche della stazione, la pietrosità, la rocciosità, la copertura percentuale dei diversi strati (arboreo, arbustivo, erbaceo e muscinale), nonché l'elenco di tutte le specie presenti in ogni strato. A ciascuna specie è stato poi associato un indice di copertura, secondo la scala di Braun-Blanquet modificata da Pignatti (Tabella 4.2).

Anche nella realizzazione dei rilievi di vegetazione si sono sfruttate le potenzialità dei supporti informatici mobili e delle tecnologie GIS; si è provveduto alla realizzazione di un'apposita applicazione studiata per rendere più rapido il rilievo fitosociologico, in particolare la fase di compilazione dell'elenco floristico (Compostella *et al.*, 2008); alla base dell'applicazione si trova un database di specie vegetali, realizzato utilizzando l'elenco

floristico contenuto in “Flora Alpina” (Aeschimann *et al.*, 2004) integrato con le specie tipiche dell'Appennino settentrionale. Ad ogni specie sono state poi attribuite alcune informazioni ecologiche caratteristiche (ambiente tipico di crescita, substrato e distribuzione geografica). Mediante l'utilizzo di filtri, basati proprio sulle caratteristiche ecologiche delle specie, l'applicazione è in grado di restituire un elenco di specie potenzialmente presenti nell'ambiente in cui si deve procedere al rilievo; è sufficiente quindi selezionare dall'elenco le specie effettivamente presenti ed assegnare le coperture e il rilievo viene automaticamente salvato in un secondo database, automaticamente aggiornato ogni volta che si aggiunge un nuovo rilievo. Grazie all'uso di antenne GPS, ad ogni rilievo possono automaticamente essere associate le corrispondenti coordinate, rendendo il dato utilizzabile direttamente con programmi GIS.

Percentuale di copertura	Indice
Specie sporadiche	r
Copertura inferiore all'1%	+
Copertura dall'1 al 20%	1
copertura dal 21 al 40%	2
copertura dal 41 al 60%	3
copertura dal 61 all'80%	4
copertura dall'81 al 100%	5

Tabella 4.2: percentuali di copertura della vegetazione e corrispondenti indici utilizzati nei rilievi fitosociologici.

Capitolo 5

Alpine Podzols and Holocene treeline fluctuations in the Central Italian Alps

C. Compostella¹, L. Trombino^{1,2}, M. Caccianiga³

1 Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio", Università degli Studi di Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy

2 IDPA - Istituto Dinamica Processi Ambientali, CNR Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy

3 Dipartimento di Biologia, Università degli Studi di Milano Via Celoria 26 I-20133 Milano, Italy

Corresponding author: Chiara Compostella, e-mail: chiara.compostella@unimi.it

Corresponding Author: Chiara Compostella

Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio", Università degli Studi di Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy. E-mail chiara.compostella@unimi.it Tel: +39 0250315499 Fax +39 0250315494

To be submitted to "Quaternary Research"

5.1 Abstract

We studied Podzols found at different elevations, comparing their macroscopical, physical, chemical and micromorphological characteristics, to assess if the profiles above the present treeline are in equilibrium with the present environmental conditions or if they are relict soils formed under more favorable climate conditions with higher treeline. All investigated soils showed well distinct E and Bhs horizons, high values of organic carbon in the A horizons with a secondary maximum in Bhs and a marked translocation of Fe and Al oxides from E to Bhs horizons; micromorphology confirmed the eluvial-illuvial nature of E and Bhs horizons. Profiles above the present treeline had the same translocation rate of the lower ones, suggesting no regressive pedogenesis. So, we can use the position of these soil to identify the altitude achieved by conifer forest, at least 250 m above the present position, probably during the Holocene Optimum. Our study highlights the possibility of a complete conservation of Podzols in an alpine environment, several tens of meters higher up than the current position of the treeline, at least in morphologically stable areas.

5.1.1 Keywords

Alps; Holocene; Podzols; soil development; Spodosols; treeline fluctuations.

5.2 Introduction

Pedological analyses are widely used to reconstruct paleoenvironment and to investigate the effects of past climate changes, because of the direct influence of climate and vegetation on soil evolution.

This approach is commonly used in the reconstructions of the recent fluctuations of the treeline, considered one of the most important indicator of climate conditions in mountain and boreal ecosystems (e.g. Körner, 1998; Heiri *et al.*, 2006). The distribution of Podzols (WRB, 2006) or Spodosols (Soil Survey Staff, 2010) has been widely studied in relation to the effects of the climate changes and the treeline fluctuation in boreal regions (Earl-Goulet *et al.*, 1998); such paleopedological studies were less commonly carried out in an alpine environment, where macroremains, charcoals or pollen analyses have been used more frequently (e.g. Tinner *et al.*, 1996; Tinner and Theurillat, 2003; Talon, 2010).

Podzols (or Spodosols, in this paper used interchangeably; Earl-Goulet *et al.*, 1998) are typical soils developed under cold and humid climate conditions, in boreal and mountain regions. Specific biodegradation process of the organic matter allows the formation of spodic material; this process, promoting the production of complexing organic acids, can be induced by seasonal subsurface groundwater, acid-producing vegetation (conifer, heath) and quartz-rich and acid parent material (McKeague *et al.*, 1983; Lundström *et al.*, 2000, Buurman and Jongmans, 2002; Jansen *et al.*, 2003; Sauer *et al.*, 2007). Three principal theories exist about the mobilization and translocation mechanisms involved in podzolization (Sauer *et al.*, 2007) respectively suggesting the formation of water-soluble complexes of organic acids with Fe and Al ions (metal-organic complex-migration theory), the reduction of Fe by organic acids and migration in reduced metal-organic complexes (metal-reduction theory) and the Fe and Al translocation as inorganic colloidal sols (inorganic sol-migration theory).

Different hypotheses exist also for the immobilization of organic matter and sesquioxides in the B horizons: the stabilization can be due to the oxidation or the degradation of the organic matter by bacteria after the leaching, to the polymerization of the organic acids, to the pH increases with depth, to the physical filtering effect of the soil pores, to the decreasing of the solubility or to the absorption of organic substances to soil particles (Sauer *et al.*, 2007 and references therein). Two or more of these mechanisms of mobilization and immobilization can proceed at the same time, leading to the formation of a gray, ash-like eluvial horizon (E) and an underlying reddish-brown illuvial horizon (Bh-Bs or Bhs horizon), enriched in organic matter, Fe and Al. In well expressed Podzols, several illuvial horizons can be present, with the predominance of organic matter (Bh, dark brown) or sesquioxides (Bs, reddish) accumulation.

In mountain regions, on silicatic bedrock, the most common soil are Lithic Leptosols and Regosols, Dystric Cambisols and Podzols (Sjögersten *et al.*, 2011), with different degree of soil evolution, due to different temperature regimes and vegetation cover. Podzols can be found in forest ecosystems, while high elevation ecosystems with herbaceous cover show Leptosols, Regosols or Cambisol (Stöhr, 2007).

However, several authors have reported the presence of Podzols well above the current treeline (e.g. Mahaney *et al.*, 1995; Earl-Goulet *et al.*, 1998; Mourier *et al.*, 2008); these soils are found usually in flat and stable areas, whereas Leptosols, Regosols occur on the ones. Podzols above the present treeline were considered as the product of environmental conditions different from the present ones, in particular of the Holocene Climate Optimum, when forests reached higher elevations than now (Mahaney *et al.*, 1995). The preservation of these soils is possible following profile burial or because of the inability of new environmental conditions to erase the products of the former pedogenic processes (Earl-Goulet *et al.*, 1998 and references therein) Then, when preserved, ancient forest soils above present treeline can be used to trace the maximum elevation of the forest since the last glaciation (Tinner *et al.*, 1996).

In this study we focused on the potential of podzols to assess if these later are relicts in alpine environment. We studied Podzols found at different elevations, to assess if the profiles above the present treeline are in equilibrium with the present environmental conditions or if they are relict soils formed under more favorable climate conditions with higher treeline. To this purpose, we compared macroscopical, physical, chemical and micromorphological characteristics of profiles and soil horizons from sites below the present treeline (considered in equilibrium with the environment) and above the present treeline (Jungerius, 1969; Mahaney, 1981; Earl-Goulet *et al.*, 1998). If soils above the present treeline result to be relict, their position and their elevation could be used to reconstruct the past treeline position in study area.

5.3 Study area

The study area (Fig. 5.1) lies in Valfurva, a lateral valley of upper Valtellina (Rhaetian Alps, Northern Italy). The study area is surrounded by the peaks of the Ortles-Cevedale group (Gran Zebrù, 3859 m; Monte Cevedale, 3764 m, Punta S. Matteo, 3678 m). The upper part of the study area characterized by the presence of many glaciers; the most important is the Forni Glacier, the largest valley glacier in Italy. Bedrock is mainly composed of micaschists, paragneiss and ortogneiss, with some marble intercalations; quaternary units consist of slope deposits, alluvial deposits, till and diamicton (Cita *et al.*, 1990; Montrasio *et al.*, in prep.).

The climate is continental ($I_c=20.17$; $I_{cc}=30.6$; Gams index=64); Ozenda, 1985; Rivas-Martinez, 2004). In S. Caterina Valfurva (valley floor, 1730 m a.s.l.), mean annual temperature ranges from -7.7 in January to 12.5 in July and mean annual precipitation are low (855 mm) with precipitation concentrated in summer (ARPA Lombardia, observation period 1988-2002). Treeline settles around 2400 meters [Cap. 9]; forests are dominated by *Pinus cembra*, *Picea excelsa* and *Larix decidua*. An ecotone-zone ranges from 2400 to 2550, with isolated trees and stunted individuals (krummholz). Above the treeline, slopes are covered by shrubs dominated by *Ericaceae* and herbaceous communities dominated by *Carex curvula* and *Nardus stricta*.

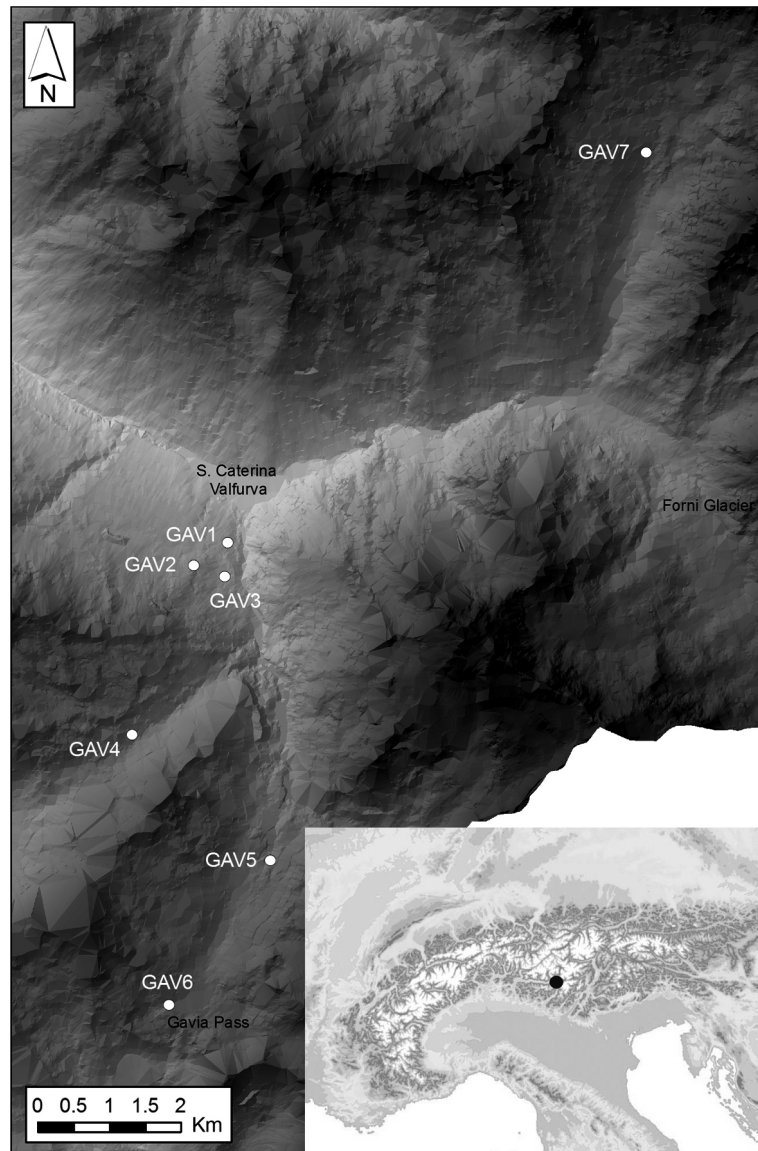


Fig. 5.1: Study area and location of the investigated profiles.

5.4 Materials and methods

5.4.1 Soil sampling

Seven soil profiles (GAV1-GAV7) were identified, described and sampled along an altitudinal transect, from the closed forest to the alpine grassland, between 1945 and 2648 m (Table 5.1). Plant community and station data of each soil site were documented. Investigated soils were located in Valle del Gavia (six soil profiles), up to Gavia pass (2652 m), and in Val Cedec (one soil profile), two lateral valleys of Valfurva (Fig. 5.1). Soil profiles were chosen because they showed the characteristic morphology of Podzols, with well-expressed eluvial and illuvial horizons.

All profile coordinates were recorded on a GPS receiver (Garmin GPSMap 60cx) with accuracy between two and ten meters. From 0.5 to 2 kg of material were sampled per each soil horizon, except from O horizons, for laboratory analyses (Cremaschi and Rodolfi, 1991; McRae, 1991).

Soil profile	Elevation (m a.s.l.)	Aspect (°N)	Slope (°)	Parent material	Vegetation	Coordinates
GAV1	1945	65	34	Phyllites and phyllitic micaschists	Natural forest	46° 24' 7,68" N - 10° 30' 0,70" E
GAV2	2030	68	21	Phyllites and phyllitic micaschists	Natural forest	46° 23' 52,35" N - 10° 29' 58,36" E
GAV3	2160	37	29	Phyllites and phyllitic micaschists	Shrubs	46° 23' 57,55" N - 10° 29' 38,37" E
GAV4	2425	95	16	Marbles (inter. in crystalline basement)	Pasture	46° 22' 41,31" N - 10° 28' 56,13" E
GAV5	2520	0	0	Phyllites and phyllitic micaschists	Alpine grassland	46° 21' 42,54" N - 10° 30' 24,82" E
GAV6	2621	134	13	Paragneiss	Alpine grassland	46° 20' 37,83" N - 10° 29' 16,61" E
GAV7	2648	154	16	Morenic, late Würmian (loc. Holocene)	Alpine grassland	46° 27' 1,721" N - 10° 34' 39,58" E

Table 5.1: Main features of the investigated soil profiles.

POD index was calculated at each profile (Schaetzl and Mokma, 1988); POD is a numerical index designed to classify and estimate the degree of development of Podzols and requires only a profile description, being a comparison between E and B hue and value colors (Munsell Color, 1994).

Nine undisturbed samples were collected through Kubiëna boxes from some selected soil horizons to obtain thin sections for micromorphological analysis (Kubiëna, 1953).

5.4.2 Soil analysis and micromorphological observation

Samples were air-dried and sieved to < 2mm, to separate the skeleton from the fine earth. Routine analyses (Ministero per le Politiche Agricole, 1999) were performed on the fine earth to determine particle size distribution after removal of organic fraction by H₂O₂ and dispersion with (NaPO₃)₆, pH in water (1:2.5 soil:water) and organic carbon content through Walkley and Black (1934) method. Extractable forms of iron and aluminum of each soil sample, sieved to < 0.5 mm, were determined by three different procedures, using sodium dithionite (Fe_d and Al_d), ammonium oxalate (Fe_o and Al_o) and sodium pyrophosphate (Fe_p and Al_p). Concentration of Fe and Al was measured by ICP (Schaetzl *et al.*, 2006; Mourier *et al.*, 2008). Fe_d and Al_d are considered to represent the total extractable oxides, Fe and Al free from pedogenic oxide minerals, both amorphous and crystalline; Fe_o and Al_o represent the amorphous fraction, both organic and inorganic, and Fe_p and Al_p the amorphous organically bound fraction with a minor fraction of the non-crystalline hydrous oxides or ferrihydrite (Mehra and Jackson, 1960; Schwertmann, 1964, 1973; McKeague, 1967; Bascomb, 1968; Mokma and Buurman, 1982; Evans and Wilson, 1985; Barret, 1997; Earl-Goulet *et al.*, 1998; Mourier *et al.*, 2008). The amount of the amorphous inorganic fraction was calculated as Fe_o - Fe_p and Al_o - Al_p, the crystalline fraction was calculated as Fe_d - Fe_o, the amount of ferrihydrite was calculated as Fe_o x 1.7 (Parfitt and Childs, 1988; Mourier *et al.*, 2008) and the ratio Fe_o/Fe_d was calculated to indicate relative crystallinity of free Fe oxides

Wang *et al.*, 1986; Barret, 1997). The ratio $(\text{Fe}+\text{Al})_p/(\text{Fe}+\text{Al})_d \geq 0.5$ is used to classify spodic horizon according to the FAO–Unesco system (FAO, 1990), and the sum of $\text{Al}_o + 1/2\text{Fe}_o \geq 0.5$ is used to classify spodic horizon according to the WRB system (2006) and Soil Survey Staff (2010). Then, we calculated the ratio of organic carbon and extractable forms of Fe and Al between E or A and Bhs horizons, to evaluate the intensity of the translocation along the profiles.

Finally, soil thin sections were prepared on covered glass slides from undisturbed samples through impregnation with epoxy resin (polystyrene) and then observed at the petrographic microscope at 20–400x, in plane polarized, cross polarized and oblique incident light, described according to Stoops (2003) and interpreted according to Stoops *et al.* (2010).

5.5 Results

5.5.1 Soil profiles

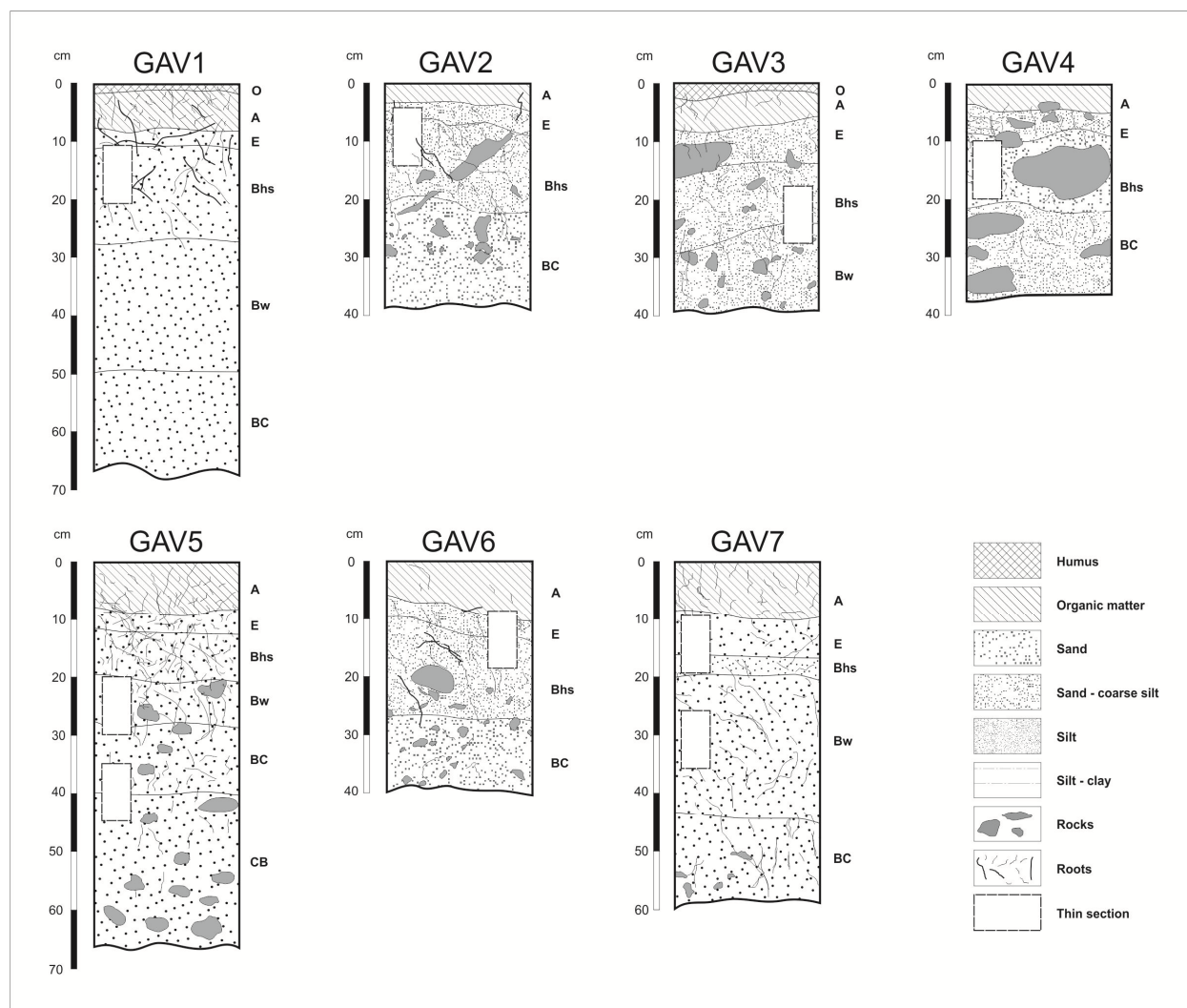


Fig. 5.2: Sketches of the investigated soil profiles.

Soil depth ranged from 34 to more than 75 cm (Fig. 5.2); unweathered bedrock was not reached in any profile. In all the analyzed profiles typical horizons of Podzols were recognizable: a well-expressed light E horizons, with an abrupt boundary to a reddish-brown spodic Bhs. The transition between the Bhs and the underlying horizons (Bw, BC or C) was gradual and no clear distinction between Bh and Bs could be observed. All the studied soils had a POD value higher than 2, the limit between Spodosols and non-Spodosols (Schaetzl and Mokma, 1988); POD in GAV2 and GAV4 is typical of Haplorthods whereas in the all other profiles is typical of Entic Haplorthods.

All investigated soils showed an overall coarse texture (loam, sandy-loam or clay-loam; Soil Survey Staff, 2010), with the higher content of clay and silt in surface horizons (Table 5.2). Soil pH ranged from 3.9 and 6.1, with a more or less regular increase with depth, showing an high-moderate acidification, according to acidic characteristics of parent material and to pedogenetic processes (Table 5.2).

Soil profile	POD	Horizon	Depth (cm)	Munsell color (moist)	Munsell color (dry)	Skeleton >2 mm (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	pH (H ₂ O)	Org. C (%)
GAV1	2	O	0-2	-	-	-	-	-	-	-	-
		A	2-8	10 YR 2/1	10 YR 3/1	9	25	66	9	4.1	7.10
		E	8-11	10 YR 4/2	10 YR 5/3	25	41	52	7	3.9	2.78
		Bhs	11-28	7.5 YR 3/3	7.5 YR 5/8	31	49	50	1	5.0	1.93
		Bw	28-50	7.5 YR 4/6	7.5 YR 5/8	39	53	46	1	6.1	0.76
		BC	65+	-	-	-	-	-	-	-	-
GAV2	8	A	0-4	10 YR 2/2	10 YR 3/1	11	31	61	8	4.5	7.41
		E	4-7	10 YR 6/2	10 YR 6/1	30	53	41	6	4.5	1.34
		Bhs	7-19	5 YR 4/6	7.5 YR 5/8	42	61	35	4	5.0	2.40
		BC	19-35	10 YR 3/6	10 YR 6/6	41	66	31	3	5.2	1.87
GAV3	4	O	0-1	-	-	-	-	-	-	-	-
		A	1-5	10 YR 2/2	10 YR 3/1	12	33	55	12	4.7	10.15
		E	5-10	10 YR 4/2	10 YR 6/3	46	50	43	7	4.6	1.62
		Bhs	10-19	5 YR 3/4	7.5 YR 5/6	61	55	42	3	4.9	1.83
		Bw	19-34	2.5 Y 4/2	2.5 YR 6/4	33	53	43	4	5.6	0.80
GAV4	8	A	0-4	10 YR 2/1	10 YR 3/1	13	35	54	11	4.9	8.37
		E	4-9	10 YR 4/2	10 YR 6/4	38	45	47	8	4.9	1.79
		Bhs	9-21	2.5 YR 3/4	5 YR 4/6	13	72	24	4	5.0	3.33
		BC	21-27	7.5 YR 3/3	10 YR 5/4	37	51	44	5	5.0	2.00
		C	35+	10 YR 4/1	10 YR 6/3	51	51	43	6	5.1	1.54
GAV5	3	A	0-7	10 YR 3/1	10 YR 3/2	3	48	37	15	4.3	10.70
		E	7-11	10 YR 4/2	10 YR 5/3	13	36	43	21	4.1	3.98
		Bhs	11-20	7.5 YR 2.5/3	10 YR 4/4	16	44	45	11	4.8	2.32
		Bw	20-27	10 YR 4/4	10 YR 6/8	26	49	43	8	5.2	0.84
		BC	27-40	2.5 Y 4/3	2.5 YR 6/4	34	55	38	7	5.6	0.00
		CB	75+	2.5 Y 4/3	2.5 YR 6/4	28	55	37	8	5.8	0.07
GAV6	4	A	0-7	10 YR 3/1	10 YR 4/1	12	35	57	8	4.8	4.94
		E	7-9	10 YR 4/2	10 YR 6/2	21	44	46	10	4.6	2.00
		Bhs	9-19	5 YR 3/4	7.5 YR 4/6	29	40	57	3	5.0	4.43
		BC	36+	7.5 YR 3/4	10 YR 4/6	21	66	33	1	4.7	1.64
GAV7	4	A	0-8	10 YR 2/1	10 YR 4/1	4	36	45	19	4.5	10.04
		E	8-16	10 YR 4/2	10 YR 6/1	25	43	42	15	4.3	2.08
		Bhs	16-19	5 YR 3/3	7.5 YR 4/6	10	39	51	10	4.5	4.28
		Bw	19-44	2.5 Y 3/3	2.5 YR 5/4	16	47	47	6	5.1	1.73
		BC	44+	2.5 Y 3/3	2.5 YR 6/4	20	46	45	9	5.6	0.64

Table 5.2: Selected physical and chemical properties of the investigated soils.

High values of organic carbon (OC, Table 5.2) occurred in the A horizons with a secondary maximum in Bhs horizons. The OC amount showed a sharp decrease in E horizons; below Bhs horizons, this concentration decreased more or less regularly with depth. Lowest values occurred in the deepest horizons of GAV5 (BC-CB), suggesting little or no organic carbon translocation at the base of this profiles.

GAV2 (below the present treeline), GAV4, GAV6 and GAV7 (above the present treeline) showed almost the same ratio of OC content between E and Bhs horizons. The lowest values of the ratio between A and Bhs and the highest values of OC content in Bhs horizon was found in the uppermost profiles.

The translocation of all the three extracted fractions of Fe and Al from E to Bhs horizons was well expressed in all the analyzed profiles (Table 5.3); low oxide concentrations resulted from A and E horizons whereas higher value could be found in B horizons, mostly in spodic horizons, also in profiles located above the treeline (Fig. 5.3).

	Orizz.	Fe _o	Al _o	Fe _d	Al _d	Fe _p	Al _p	Fe _o -Fe _p	Al _o -Al _p	Fe _d - Fe _o	Fe _d /Fe _d	Fe _o x 1.7	Al _o + 0.5 Fe _o	(Fe _p + Al _p)/ (Fe _d + Al _d)
GAV1														
	O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	A	0.00	0.00	0.71	0.08	0.24	0.10	-0.24	-0.10	0.71	0.00	0.00	0.00	0.42
	E	0.48	0.02	1.19	0.11	0.29	0.10	0.20	-0.08	0.70	0.41	0.82	0.26	0.30
	Bhs	1.87	1.13	3.42	0.91	0.39	0.45	1.48	0.68	1.55	0.55	3.19	2.07	0.19
	Bw	1.70	0.66	2.78	0.80	0.18	0.08	1.52	0.58	1.08	0.61	2.88	1.51	0.07
	BC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GAV2														
	A	0.10	0.01	1.00	0.14	0.37	0.09	-0.27	-0.08	0.90	0.10	0.16	0.05	0.40
	E	0.00	0.00	0.82	0.08	0.12	0.08	-0.12	-0.08	0.82	0.00	0.00	0.00	0.22
	Bhs	1.97	0.63	3.72	0.76	1.24	0.31	0.73	0.32	1.75	0.53	3.35	1.61	0.35
	BC	0.68	0.73	2.00	0.73	0.48	0.56	0.19	0.17	1.32	0.34	1.15	1.07	0.38
GAV3														
	O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	A1	0.39	0.00	1.63	0.12	0.31	0.06	0.08	-0.06	1.24	0.24	0.66	0.20	0.21
	E	0.54	0.00	2.45	0.16	0.56	0.12	-0.01	-0.12	1.91	0.22	0.92	0.27	0.26
	Bhs	1.28	0.11	4.62	0.51	1.18	0.35	0.10	-0.24	3.34	0.28	2.18	0.75	0.30
	Bw	0.06	0.84	1.15	0.48	0.21	0.27	-0.15	0.58	1.09	0.06	0.11	0.88	0.29
GAV4														
	A	0.32	0.00	0.80	0.17	0.40	0.13	-0.08	-0.13	0.48	0.40	0.54	0.16	0.55
	E	0.58	0.00	1.56	0.24	0.77	0.25	-0.19	-0.24	0.98	0.37	0.98	0.29	0.56
	Bhs	3.88	1.62	5.97	0.76	2.54	0.61	1.34	1.01	2.09	0.65	6.60	3.56	0.47
	BC	2.64	1.63	3.60	1.51	3.21	1.42	-0.57	0.21	0.96	0.73	4.49	2.95	0.91
	C	0.29	0.26	1.03	0.44	0.68	0.46	-0.39	-0.19	0.75	0.28	0.49	0.41	0.77
GAV5														
	A1	0.18	0.02	0.94	0.16	0.39	0.19	-0.22	-0.17	0.76	0.19	0.30	0.11	0.53
	E	0.34	0.08	1.33	0.23	0.61	0.24	-0.27	-0.16	0.99	0.25	0.57	0.24	0.54
	Bs	1.49	0.52	2.56	0.87	1.76	0.72	-0.27	-0.20	1.08	0.58	2.53	1.26	0.72
	Bw	0.16	0.13	1.27	0.44	0.54	0.25	-0.38	-0.12	1.11	0.13	0.27	0.21	0.46
	BC	0.00	0.00	1.11	0.36	0.34	0.34	-0.34	-0.34	1.11	0.00	0.00	0.00	0.46
	CB	0.00	0.00	0.88	0.27	0.20	0.22	-0.20	-0.22	0.88	0.00	0.00	0.00	0.36
GAV6														
	A	0.11	0.00	0.72	0.19	0.32	0.18	-0.21	-0.18	0.61	0.16	0.19	0.06	0.55
	E	0.00	0.00	0.76	0.15	0.23	0.16	-0.23	-0.16	0.76	0.00	0.00	0.00	0.44
	Bhs	2.78	1.08	3.54	1.23	2.54	0.99	0.24	0.09	0.76	0.79	4.73	2.47	0.74
	BC	0.94	0.40	2.25	0.64	1.05	0.56	-0.10	-0.16	1.31	0.42	1.60	0.88	0.55
GAV7														
	A	0.24	0.15	1.08	0.19	0.40	0.17	-0.16	-0.02	0.84	0.22	0.41	0.27	0.45
	E	0.02	0.00	0.78	0.15	0.27	0.18	-0.26	-0.18	0.77	0.02	0.03	0.01	0.49
	Bs	4.21	1.07	5.30	1.36	3.76	1.21	0.45	-0.14	1.09	0.79	7.15	3.17	0.75
	Bw	0.54	0.80	1.79	0.74	0.76	0.76	-0.22	0.04	1.24	0.30	0.92	1.07	0.60
	BC	0.03	0.11	1.21	0.47	0.21	0.27	-0.18	-0.16	1.18	0.03	0.05	0.12	0.29

Table 5.3: Fe and Al chemical extractions of the investigated soils.

In some profiles the maximum of extracted Al for all the three fractions was not reached in Bhs but in underlying horizon, indicating a translocation of Al deeper than that of Fe. In most profiles the amorphous fraction of iron and aluminum oxides prevailed over the crystalline one, as highlighted also by the high values of ratio Fe_o/Fe_d ; the ratio reached its maximum value in the higher profiles (0.79 in GAV6 and GAV7) and it showed a value lower than 0.5 in only one case (GAV3). The amorphous oxides content was dominated by the organically bound fraction, as suggested by the high value of Fe_d and Al_d . The large amount of ferrihydrite in Bhs was noteworthy, with the maximum reached in highest profile (GAV7), more than twice that observed in the profiles below the present treeline.

The lowest ratios of three extracted Fe and Al was reached in GAV2, GAV6 e GAV7 and highest in GAV3 and GAV5 (Table 5.3; Fig.5. 3), suggesting no relationship between the translocation efficiency and the elevation of the profiles. The oxide amounts showed only a little difference between profiles below and above the current treeline (Table 5.3; Fig. 5.3) and only for Fe_p and Al_p the difference is significant (ANOVA test, $p=0.025$ and $p=0.026$ respectively), with significantly higher values in spodic horizons above the present treeline, while no significant differences are visible in the ratios, representing the efficiency of translocation.

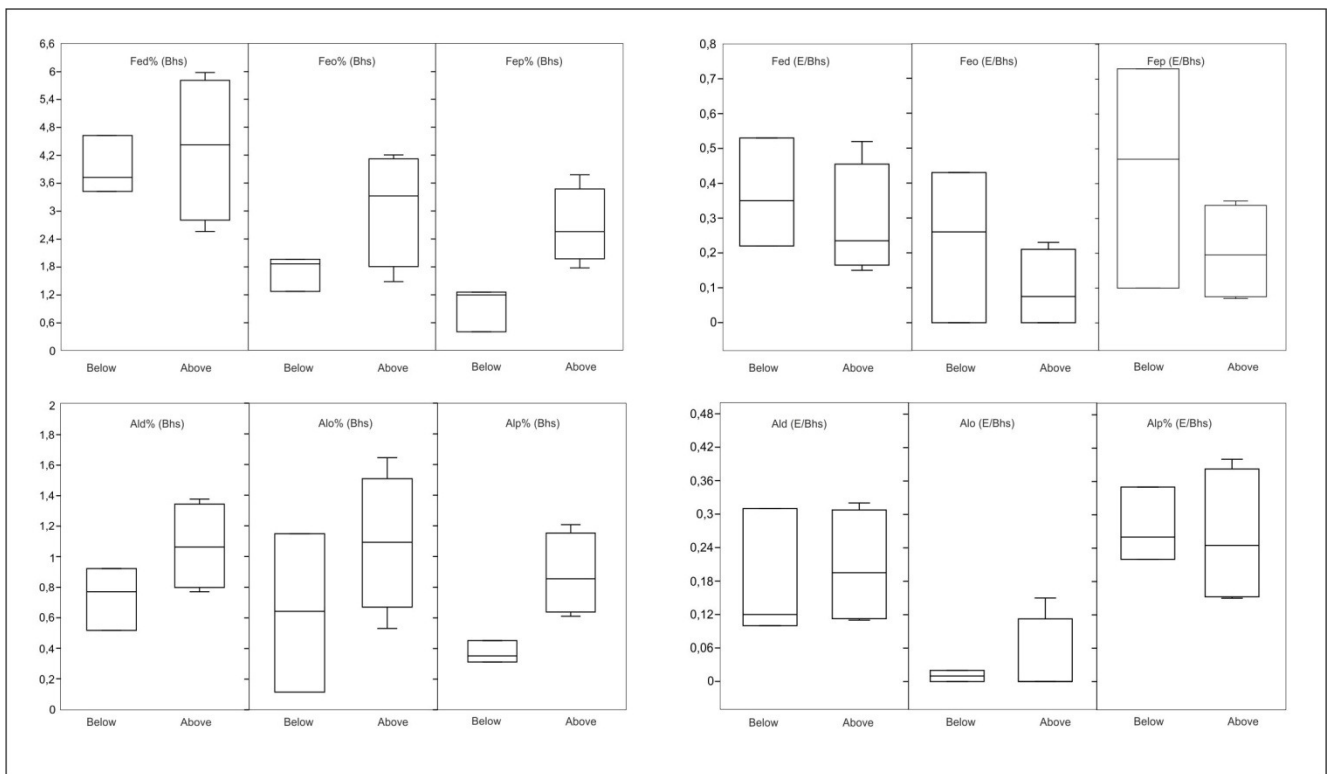


Fig. 5.3: boxplots representing Fe and Al concentration in Bhs horizons and E/Bhs ratio of investigated soils; profiles are divided in two groups, below and above the present treeline respectively.

5.5.2 Diagnostic horizons

All spodic (Bhs) horizons met the requirements of Soil Survey Staff (2010) and WRB (2006) about color, organic carbon content, Fe_o and Al_o content and pH (according to Vogel, 1994 and references therein); on the

other hand, only profiles above the present treeline (GAV5, GAV 6 and GAV7, with GAV4 just below the minimum threshold) met the requirement of FAO-Unesco (FAO, 1990), about the ratio between $(\text{Fe}+\text{Al})_p$ and $(\text{Fe}+\text{Al})_d$.

E horizons met the colorimetric criteria of Soil Taxonomy for albic horizons. However they didn't meet all the requirements of WRB (2006); they showed the minimum thickness and the correct moist color but their dry color was slightly more saturated than indicated by this classification.

5.5.3 Micromorphological observation

Micromorphological analyses (Table 5.4) made it possible to elucidate some pedogenic processes that affected studied soils and to reconstruct the history of soils evolution.

In general, E horizons in thin section had a porphyric, locally enaulic, *c/f* related distribution, with frequent coarse mineral constituents consisting mainly of quartz and rock fragments (quartz rocks, gneiss-micaschists-phyllades) and a greyish color of the micromass. Organic material was found in limited amount, consisting mainly of plant residues at low stage of decomposition and fresh plant roots. In XPL a crystallitic-locally speckled b-fabric was observed, due to low amount on amorphous material.

In Bhs horizons, *c/f* related distribution ranged from enaulic to chito-enauleic (Fig. 5.4a), depending on the abundance of coatings on coarse grains and aggregates between the coarse material, and consequently microstructure varied from pellicular grain to intergrain microaggregate (Bullock *et al.*, 1985), with granular or crumbs aggregates. If the accumulation of illuvial spodic material increased, *c/f* related distribution could reach a porphyric pattern; a spongy or vughy microstructure, with a greater number of irregular voids, could be induced by the increase of the amount of organic aggregates and the decrease of coarse grains. In profiles above the present treeline spodic horizons showed a less compact structure, due to the effect of bioturbation of roots and soil fauna that could lead to a regressive evolution of these soils. Fine organic material in spodic horizons resulted mainly from *in situ* transformation of plant remains (polymorphic material) and consisted of porous aggregates that can coalesce (crumbs or granules) and coatings on coarse fragments; monomorphic material couldn't be observed in thin section (Buurmann and Jongmans, 2005). Plant fragments were more abundant than in E, with common vegetal residues in varying degrees of decomposition and fresh root fragments. The micromass had typical reddish-brown color in PPL, due to accumulation of oxides; in XPL the b-fabric was crystallitic tending to undifferentiated, due to the presence of abundant amorphous material (organic matter and oxides). Some alteromorphyc-typic-nucleic nodules were visible in thin sections of spodic material.

In Bw horizon of GAV4 and GAV7 well expressed silt cappings were visible on the top of the coarse granules; some of them were no longer in contact with the coarse material and were dispersed in the groundmass, some others were downturned. Silt cappings and downturned cappings (up to 1 mm thick) on the coarse material were frequent and very well developed mostly in deepest part of GAV5 profile, below 30 cm (Fig. 5.4c). Cappings in BC horizon of GAV5 consisted of inorganic silty material, without accumulation of organic material or oxides (as confirmed also by chemical); instead, cappings found in Bw of GAV4 are juxtaposed (Fig. 5.4d), with the

layer in contact with the coarse granules showing impregnation of oxides (well evident, due to reddish color) and the underlying layer without oxides (yellowish-brown as the micromass of this horizon).

Sample	GAV1 Bhs (8-18 cm)	GAV2 E-Bhs (4-14 cm)	GAV3 Bhs-Bw (15-25 cm)
Microstructure	Crumb/granular	Crumb/granular, subangular blocky in the l.p.	Crumb/granular, spongy in the u.p.
Aggregates	Frequent crumbs and granules, pedorelicts	Frequent crumbs, and granules, few subangular blocky	Frequent crumbs and granular
Porosity	Frequent compost and complex packing voids, frequent vughs, few channels	Frequent complex packing voids, common vughs, few chambers, very few planes	Frequent compost and complex packing voids, frequent chambers, common vughs
c/f limit - c/f ratio	10µm - 60/40	10µm - 50/50	10µm - 40/60
c/f related distribution	Porphyric	Porphyric- locally enaulic in the u.p., chito-enaucic locally porphyric in the l.p.	Enaulic, locally porphyric in the u.p., porphyric in the l.p.
Mineral fragments	Frequent tabular-subangular gneiss-micaschists-phyllades, platy-lenticular quartz rocks and tabular-subangular quartz	Frequent tabular-subrounded micaschists and quartz	Frequent subangular platy-lenticular quartz rocks, gneiss-micaschists- phyllades and quartz
Fine material	Yellowish-dark brown cloudy in the u.p., reddish-brown in the l.p.	Grey in the u. p., reddish-dark brown in the l. p., cloudy	Dark brown-reddish in the u.p., yellowish-brown in the l.p., cloudy
b-Fabric	Crystallitic, yellowish-dark brown in the u.p., crystallitic tending to undifferentiated reddish-dark brown in the l.p.	Crystallitic/locally speckled, grey in the u.p., crystallitic tending to undifferentiated reddish-dark brown in the l.p.	Crystallitic tending to undifferentiated reddish-dark brown in the u.p., yellowish-dark brown in the l.p.
Vegetal material	Common plant residues (roots)	Few plant residues (roots)	Few plant residues (roots)
Pedofeatures	Very few nonlaminated cappings, rare nonlaminated down turned cappings, very few alteromorphic-typic-nucleic nodules	Rare nonlaminated cappings and down turned cappings, few typic nodules	Few nonlaminated cappings and down turned cappings, with illuvial Fe/Al oxides at the base of the cappings.
	GAV4 E-Bhs-BC (10-20 cm)	GAV5 Bw-BC (20-30 cm)	GAV5 BC-CB (35-45 cm)
Microstructure	Granular-subangular blocky-lenticular (banded fabric)	Crumb/granular, lenticular with banded fabric in the l.p.	Crumb, lenticular-channel with banded fabric in the u.p.
Aggregates	Dominant subangular blocky and granular, few lenticular	Frequent crumbs, common granular	Frequent crumbs, common granular
Porosity	Frequent chambers, common compost and complex packing voids, planes and vughs	Frequent compost and complex packing voids, common channels and chambers, few vughs	Frequent compost and complex packing voids, few channels, very few planes
c/f limit - c/f ratio	10µm - 80/20 in the u.p., 50/50 in the m. and l.p.	10µm - 50/50	10µm - 50/50
c/f related distribution	Open porphyric in the u. p., chito-enaucic locally porphyric in the m.p. close porphyric, in the l.p.	Porphyric	Porphyric
Mineral fragments	Frequent subangular platy-lenticular quartz rocks, gneiss-micaschists- phyllades and quartz	Common subrounded blocky-tabular quartz rocks, gneiss-micaschists- phyllades and quartz, altered in the u.p.	Frequent subrounded blocky-tabular quartz rocks, gneiss-micaschists- phyllades and quartz
Fine material	Greyish-brown in the u.p., reddish-dark brown in the m.p., yellowish-brown in the l.p. cloudy	Reddish-brown in the u.p., yellowish-brown in the l.p., cloudy	Yellowish-brown in the u.p., brown in the l.p., cloudy
b-Fabric	Crystallitic/locally speckled, grey in the u.p. u.p., crystallitic tending to undifferentiated reddish-brown in the m. and l.p.	Crystallitic, brown-dark brown; striated yellowish-brown in the cappings.	Crystallitic, greyish-dark brown; striated yellowish-brown in the cappings.
Vegetal material	Few plant residues (roots)	Few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots)
Pedofeatures	Few nonlaminated cappings, very few nonlaminated down turned cappings and alteromorphic nodules	Few nonlaminated cappings, very few nonlaminated down turned cappings and alteromorphic-typic-nucleic nodules	Frequent laminated cappings, few laminated down turned cappings
	GAV6 E-Bhs (8-18 cm)	GAV8 E-Bhs (9-19 cm)	GAV8 Bw (25-35 cm)
Microstructure	Crumb/granular	Crumb/granular	Granular-subangular blocky, , lenticular with banded fabric in the l.p.
Aggregates	Frequent crumbs and granular	Frequent crumbs and granular	Dominant granular, few subangular blocky, few lenticular plates
Porosity	Frequent compost and complex packing voids, common chambers and channels	Frequent complex and compost packing voids, common channels and chambers	Few complex packing voids, few channels chambers and planes
c/f limit - c/f ratio	10µm - 40/60	10µm - 60/40	10µm - 60/40
c/f related distribution	Porphyric	Close porphyric in the u.p., chito-enaucic in the u.p.	Chito-enaucic in the u.p., porphyric, locally chito-enaucic in the m.p., close porphyric in the l.p.
Mineral fragments	Common subrounded tabular-blocky quartz rocks, gneiss-micaschists- phyllades and quartz	Dominant subangular-tabular blocky quartz and few micaschists, altered in the u.p.	Dominant subangular-tabular blocky quartz and common micaschists
Fine material	Yellowish-brown in the u.p., reddish-dark brown in the l.p., cloudy	Greyish in thr u.p., reddish-brown in the l.p., limpid-cloudy	Yellowish-brown, cloudy
b-Fabric	Crystallitic, greyish-dark brown	Crystallitic greyish-brown in the u.p., crystallitic tending to undifferentiated reddish-brown in the l.p.	Crystallitic yellowish-dark brown
Vegetal material	Few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots) in the u.p., few in the l.p.	Very few plant residues (roots)
Pedofeatures	Very few nonlaminated cappings, very few nonlaminated down turned cappings	Rare nonlaminated cappings, nonlaminated down turned cappings and alteromorphic-typic nodules	Common nonlaminated cappings, few nonlaminated down turned cappings, very few alteromorphic-typic-nucleic nodules

Table 5.4: Micromorphological features of the analyzed thin sections. Fine material: clay and fine silt; l. p.: lower part; m.p.: middle part; u.p.: upper part; abundance: very dominant: >70%; dominant: 50-70%; frequent: 30-50%; common: 15-30; few: 5-15%; very few: <5%, rare: 1%.

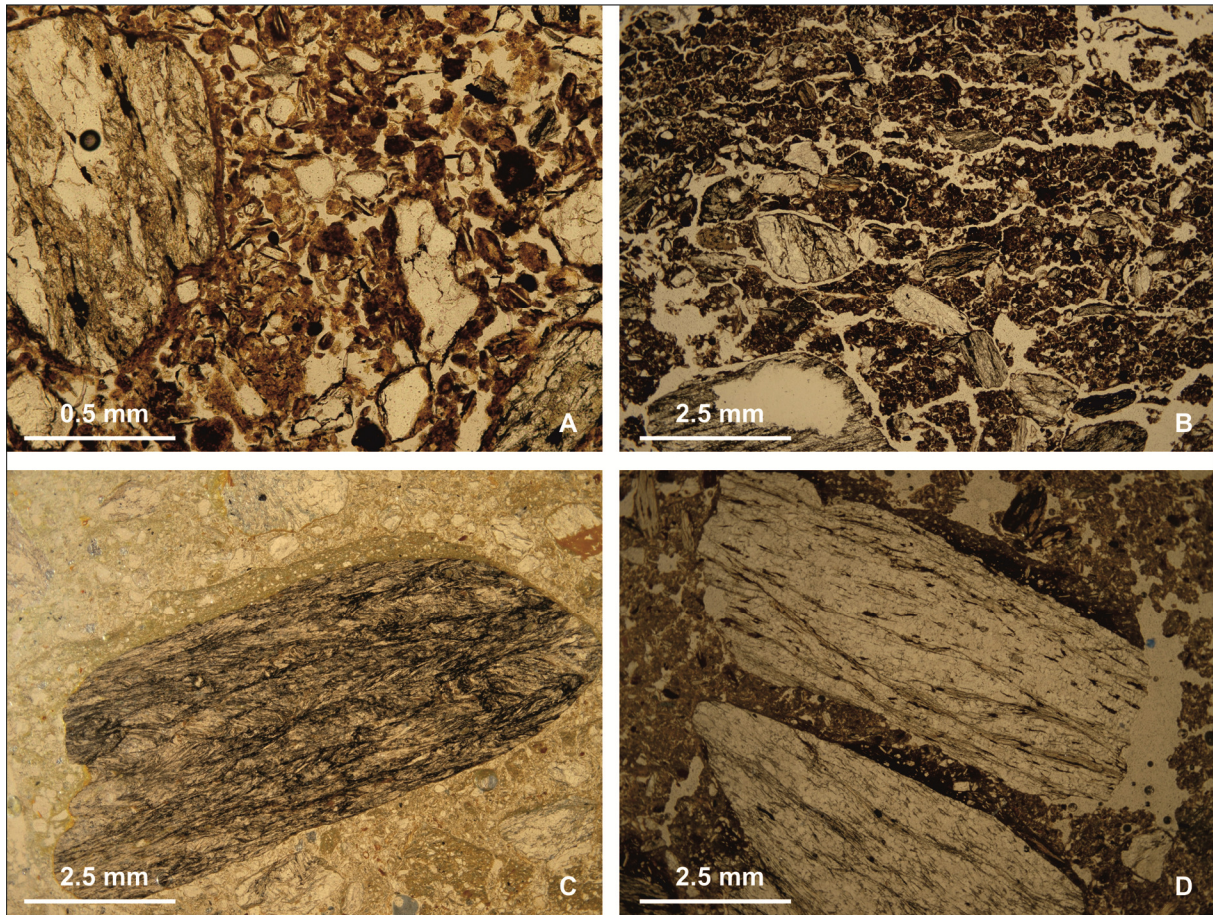


Fig. 5.4: Photomicrographs of some micromorphological features from soils. a) Chito-enaulyc c/f related distribution in Bh horizon (GAV2 – 100x, PPL). b) Lenticular-platy microstructure in Bh horizon (GAV4 – 20x, PPL). c) Silt capping free of oxides and organic matter in BC horizon (GAV5 – 20x, OIL). d) Juxtaposed silt cappings with impregnation of oxides in Bw horizon (GAV3 – 20x, OIL).

5.6 Discussion

All the investigated profiles showed the effects of podzolization process, both above and below the present treeline. Illuviation index did not show any correlation with elevation, suggesting that the translocation throughout the profiles occurred with the same efficiency above and below the present treeline. Some parameters which indicate podzolization showed even higher values in the profiles above the treeline; for example, the Fe_o/Fe_d ratios reached values close to those usually found in Podzols (0.8-1.0; Barret and Schaetzl, 1992; Cornell and Schwertmann, 2006) only in the uppermost profiles, indicating a larger proportion of amorphous oxides translocated in Bh horizons above the treeline.

The similar values of the ratios of the OC content in E and Bh horizons below and above the treeline suggested a similar translocation efficiency. Moreover, in the uppermost profiles the lowest values of the ratio of OC content between A and Bh horizons, in addition to the highest values in Bh horizon, indicated a very strong translocation and a deep accumulation during soil evolution. Such processes are probably not supported by the present organic matter supply from the herbaceous vegetation; in fact, the primary net production of organic matter is reported to decrease sharply across the treeline, ranging from $1500 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ or more in subalpine conifer forest to 200-

300 g m⁻² yr⁻¹ in alpine grassland, and a strong correlation between net primary production and soil evolution is expected (Tinner *et al.*, 1996 and references therein).

The organic carbon and Fe/Al oxides content always showed the typical pattern of Podzols; also in thin section the typical pattern of albic-spodic material was visible (i.e. microstructure, c/f related distribution or b-fabric), suggesting a well expressed eluviation-illuviation of organic matter and Fe/Al oxides (Douglas and Thompson, 1985; Melkerud *et al.*, 2000). The lower degree of expression of some profiles could be due to the characteristics of the sampling site: in GAV1 profile the less distinct E horizon was probably due to high slope inclination (Mourier *et al.*, 2008), and in GAV5 probably because of a recent secondary enrichment due to the decay of abundant roots, observed also on field (Earl-Goulet *et al.*, 1998).

In some thin sections micromorphological features indicated the effect of frost in soil, some of these due to the current alpine climate, other probably due to particularly cold earlier phases. Planar voids with lenticular aggregates are due to the shallow development of ice lenses, and granular aggregates to the multidirectional frost action, frequent in the upper part of soils (Van Vliet-Lanoë, 1987, 1998, 2010). We considered these features as the product of the current alpine cold climate, that could affect the shallow horizons in alpine environment, through cycles of freezing and thawing especially during snow melting in spring. Above the treeline, planar voids were less preserved and granular aggregates were less frequent, probably because of the lower degree of aggregation of soil material and the effect of bioturbation.

On the other hand, downturned and dispersed silt cappings, due to the effect of solifluction or gelifluction (Van Vliet-Lanoë, 1987, 1998, 2010), should be considered not in equilibrium with the present environmental conditions, as in the area active solifluction and gelifluction phenomena could not be observed, and thus they are probably the product of a cold period when the area experienced periglacial conditions.

Interesting information about the timing of soil evolution came from data of GAV5 profiles where the deepest horizons showed very little expressed or no signs of pedogenesis both from chemical and micromorphological point of view. The well expressed silt cappings of these horizons didn't show any accumulation of organic matter or oxides, abundant in the overlying horizons (Bhs and Bw); these textural pedofeatures were probably already developed before the podzolization of the overlying horizons. On the contrary, juxtaposed cappings found in Bw of GAV4 show the deposition of oxides at the base of the cappings; in this case, we could assume a first illuviation phase with oxides translocation while the podzolization process was already active, and a second phase of illuviation without evidences of oxides translocation. This could be due to the decrease of oxides production (and thus of podzolisation intensity), or to the decrease of oxides translocation (due perhaps to the chemical immobilisation in Bhs horizon or to the physical impediment to deep illuviation); in any case, this suggests a change in environmental conditions.

5.7 Conclusions

Several studies have shown that in mountain regions the eluviation and illuviation of Fe and Al oxides, with different chemical weathering intensities, depend on temperature, percolation rate and vegetation cover. The maximum weathering and translocation occurs near the timberline, probably due to an high production of organic and chelating matter, and decreases sharply in alpine grassland above the treeline, where podzolization process is less or not expressed (Egli *et al.*, 2008). Some authors demonstrated that Podzols and podzolized soils may occur above the present treeline, but they are considered relict soils, formed with treeline position higher than present. These soils have a lower amount of translocated oxides than those occurring below the treeline; the decrease in soil-forming potential determines the interruption or the reduction of translocation; furthermore, these soils are modified by the new pedogenic processes, mostly through secondary enrichment in oxides and organic carbon in former albic horizons, although this modification is normally weak (Earl-Goulet *et al.*, 1998, Mourier *et al.*, 2008).

Our study highlights the possibility of a complete conservation of Podzols and podzolized soils in an alpine environment, several tens of meters higher up than the current position of the treeline, at least in morphologically stable areas (Briggs *et al.*, 2006), because of the new pedogenic processes are not able to erase the effect of podzolization. In our study area, higher profiles above the present treeline showed the same translocation rate of the lower ones, suggesting no regressive pedogenesis. Podzols found in alpine grassland environment must be considered as relict soil, because of the current vegetation cover is not able to produce an amount of organic matter sufficient to supply the observed intense illuviation of organic carbon and to promote a so intense translocation of organically bound amorphous oxides such as that observed. So, we can use the position of these soil to identify the altitude achieved by conifer forest, probably during the Holocene Optimum; treeline could be reach an elevation about 250 m above the present position. Moreover, some features such as silt cappings could supply information about even earlier climatic phases and can be considered evidence of an early cold stage of soil formation, dominated by abiotic factors typical of periglacial environments which could be probably referred to early Holocene.

Our study confirm that high mountain soil can be used as reliable paleoenvironmental archives and they can provide important information about contrasting environmental phases. In particular the study of thin sections, supported by the traditional physical and chemical analysis, allowed us to read the entire evolutionary history of some profiles, starting from the first cold stages during the early Holocene through their phase of maximum development until their maintenance or their weak regressive evolution during the last phase of climatic deterioration.

5.8 Acknowledgements

The authors are grateful to Elena Bon for her assistance on the field and in laboratory and to Elena Ferrari for her valuable help to chemical analysis.

5.9 References

- Barret, L.R., 1997. Podzolization under forest and stump prairie vegetation in northern Michigan. *Geoderma* 78, 37-58.
- Barrett, L.R. and Schaetzl, R.J., 1992. An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions. *Canadian Journal of Soil Science* 72(4), 527-541.
- Briggs, C.A.D., Busacca, A.J. and McDaniel, P.A., 2006. Pedogenic processes and soil-landscape relationships in North Cascades National Park, Washington. *Geoderma* 137, 192-204.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. and Babel, U., 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, UK.
- Buurman, P. and Jongmans, A.G., 2002. Podzolization - an additional paradigm. *Edafologia* 9(2), 107-114.
- Buurman, P. and Jongmans, A.G., 2005. Podzolisation and soil organic matter dynamics. *Geoderma* 125, 71-83.
- Caccianiga, M. and Payette, S., 2006. Recent advance of white spruce (*Picea glauca*) in the coastal tundra of the eastern shore of Hudson Bay (Québec, Canada). *Journal of Biogeography* 33, 2120-2135.
- Cita, M.B., Gelati, R., Gregnanin, A. (Ed.), 1990. Guide geologiche regionali: Alpi e Prealpi lombarde. Società Geologica Italiana, BE-MA Editrice, Milano.
- Cornell, R.M. and Schwertmann, U., 2003. The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses, 2nd, Completely Revised and Extended Edition. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, pp 703.
- Cremaschi, M. and Rodolfi, G. (Ed.), 1991. Il suolo. Pedologia nelle scienze della terra e nella valutazione del territorio. La Nuova Italia Scientifica, Roma.
- Douglas, L.A. and Thompson, M.L. (Ed.), 1985. Soil Micromorphology and Soil Classification. SSSA Special Publication, 15. Madison.
- Earl-Goulet, J. R., Mahaney, W. C., Sanmugadas, K., Kalm and V., Hancock, R. G.V., 1998. Middle-Holocene timberline fluctuation: influence on the genesis of Podzols (Spodosols), Norra Storfjället Massif, northern Sweden. *The Holocene* 8(6), 705-718.
- Egli, M., Mirabella, A. and Sartori, G., 2008. The role of climate and vegetation in weathering and clay mineral formation in late Quaternary soils of the Swiss and Italian Alps. *Geomorphology* 102, 307-324.
- Evans, L.J. and Wilson, W.G., 1985. Extractable Fe, Al, Si and C in B horizons of podzolic and brunisolic from Ontario. *Canadian Journal of Soil Science* 65, 489-496.
- FAO, 1990. FAO–Unesco soil map of the world. Revised Legend. World Resources Report 60. FAO, Rome. Reprinted as Technical Paper 20, International Soil Reference and Information Centre, Wageningen. pp. 144.

- Heiri, C., Bugmann, H., Tinner, W., Heiri O. and Lischke, H., 2006. A model-based reconstruction of Holocene treeline dynamics in the Central Swiss Alps. *Journal of Ecology* 94, 206-216.
- Jansen, B., Nierop, K.G.J. and Verstraten, J.M., 2003. Mobility of Fe(II), Fe(III) and Al in acidic forest soils mediated by dissolved organic matter: influence of solution pH and metal/organic carbon ratios. *Geoderma* 113, 323-340.
- Jungerius, P.D. 1969. Soil evidence of postglacial tree line fluctuations in the Cypress Hills area, Alberta, Canada. *Arctic Alpine Research* 1(4), 235-46.
- Körner, C., 1998. A re-assessment of high elevation treeline positions and their explanation. *Oecologia* 115, 445-459.
- Kubiëna, W.L., 1953. *Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas*. F. Enke Verlag, Stuttgart.
- Lundström, U.S., van Breemen, N. and Bain, D., 2000. The podzolization process, A review. *Geoderma* 94, 91-107.
- Mahaney, W.C., 1981. Paleoclimate reconstruction from paleosols: evidence from the Rocky Mountains and East Africa. In Mahaney, W.C. (Ed.), *Quaternary Paleoclimate*, Norwich, UK. Geoabstracts, 227-47.
- Mahaney, W.C., Earl, J., Kalm, V. and Julig, P.J., 1995. Geocology of the Norra Storfjället area, northern Sweden. *Mountain Research and Development* 15(2), 165-74.
- McKeague, J.A., 1967. An evaluation of 0.1 M pyrophosphate and pyrophosphate-dithionite in comparison with oxalate as extractants of the accumulation productus in podzol and some other soils. *Canadian Journal of Soil Science* 47, 95-99.
- McKeague, J.A., DeConinck, F. and Franzmeier, D.P., 1983. Spodosols. In: Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F. (Eds.), *Pedogenesis and Soil Taxonomy: II, The Soil Orders*. Elsevier, Amsterdam, pp. 217-252.
- McRae, S.G., 1991. *Pedologia Pratica. Come studiare i suoli sul campo*. Zanichelli, Bologna.
- Mehra, O.P. and Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: Swineford, Ads (Ed.), *Clays and Clay Minerals, Proceedings of the Seventh National Conference on Clays and Clay Minerals*, Washington, DC, 1958, Pergamon Press, New York.
- Melkerud, P.A., Bain, D.C., Jongmans, A.G. and Tarvainen, T., 2000. Chemical, mineralogical and morphological characterization of three podzols developed on glacial deposits in Northern Europe. *Geoderma* 94(2-4), 125-148.
- Ministero per le Politiche Agricole (1999), Approvazione dei "Metodi ufficiali di analisi chimica del suolo", Decreto Ministeriale del 13/09/1999, Gazz. Uff. Suppl. Ordin. n° 248 del 21/10/1999.
- Mokma, D.L. and Buurman, P., 1982. Podzol and podzolization in temperate regions. ISM monograph 1, International Soil Museum, Wageningen, pp. 126.

- Montrasio, A., Berra, F., Ceriani, M., Deichmann, N., Gregnanin, A., Guerra, S., Guglielmin, M., Jadoul, F., Longhin, M., Mair, V., Mazzoccola, D., Sciesa, E. and Zappone, A. (in prep.), Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 024 Bormio. Servizio Geologico D'Italia, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.
- Mourier, B., Poulencard, J., Chauvel, C., Faivre, P. and Carcaillet, C., 2008. Distinguishing subalpine soil types using extractible Al and Fe fractions and REE geochemistry. *Geoderma* 145, 107-120.
- Munsell® Color, 1994. Munsell Soil Color Charts, Revised edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation New Windsor NY.
- Ozenda, P., 1985., La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen. Masson, Paris.
- Parfitt, R.L. and Childs, C.W., 1988. Estimation of forms of Fe and Al - a review, and analysis of contrasting soils by dissolution and Mossbauer methods. *Australian Journal Soil Research* 26, 121-44.
- Rivas-Martinez, S., 2004. Global bioclimatics (Clasificación Bioclimática de la Tierra). <http://www.globalbioclimatics.org>.
- Sauer, D., Sponagel, H., Sommer, M., Giani, L., Jahn, R. and Stahr, K., 2007. Podzol: Soil of the Year 2007. A review on its genesis, occurrence, and functions. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 170(5), 581-597.
- Schaetzl, R.J. and Mokma, D.L., 1988. A numerical index of podzol and podzolic soil development. *Physical Geography* 9, 232-246.
- Schwertmann, U., 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat Lösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 105(3), 194-202.
- Schwertmann, U., 1973. Use of oxalate for Fe extraction from soils. *Canadian Journal of Soil Science* 53, 244-246.
- Sjögersten, S., Allewell, C., Cécillon, L., Hagedorn, F., Jandl, R., Leifeld, J., Martinsen, V., Schindlbacher, A., Sebastià, M.T. and van Miegroet, H., 2011. Mountain soils in a changing climate - vulnerability of carbon stocks and ecosystem feedbacks. In: Jandl, R., Rodeghiero, M., Olsson, M. (Eds.), *Soil Carbon in Sensitive European Ecosystems*. John Wiley & Sons.
- Soil Survey Staff, 2010. *Keys to Soil Taxonomy*. 11th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Stoops, G., 2003. *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. SSSA, Madison WI.
- Stoops, G., Marcelino, V. and Mees, F. (Eds.), 2010. *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Oxford.

- Stöhr, D., 2007. Soils - Heterogeneous at a Microscale. In: G. Wieser and M. Tausz (Eds.), *Trees at their Upper Limit*. Springer, 37-56.
- Talon, B., 2010. Reconstruction of Holocene high-altitude vegetation cover in the French southern Alps: evidence from soil charcoal. *The Holocene* 20(1), 35-44.
- Tinner, W., Ammann, B. and Germann, P., 1996. Treeline fluctuations recorded for 12,500 years by soil profiles, pollen, and plant macrofossils in the central Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 28(2), 131-147.
- Tinner, W. and Theurillat, J.P., 2003. Uppermost limit, extent, and fluctuations of the timberline and treeline ecocline in the Swiss Central Alps during the past 11 500 Years. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35, 158-169.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1987. Dynamique périglaciaire actuelle et passée : apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 24(3), 113-132.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1998. Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *Catena* 34, 157-183.
- Van Vliet-Lanoë, B., 2010. Frost action. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Oxford.
- Vogel, A.W., 1994. Compatibility of soil analytical data: determinations of cation exchange capacity, organic carbon, soil reaction, bulk density and volume percent of water at selected pF values by different methods. Working Paper and Reprint 94/07, International Soil Reference and Information Centre ISIRIC, Wageningen, The Netherlands. pp 37.
- Walkley, A. and Black, I.A., 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science* 37(1), 29-38.
- Wang, C., McKeague, J. A. and Kodama, H. 1986. Pedogenic imogolite and soil environments: Case study of Spodosols in Quebec, Canada. *Soil Science Society of American Journal* 50, 711-718.
- WRB, 2006. World reference base for soil resources 2006. A framework for international classification, correlation and communication. 2nd edition. IUSS Working Group WRB. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.

Capitolo 6

Late Holocene soil evolution and treeline fluctuations in the Northern Apennines

Chiara Compostella¹, Luca Trombino^{1,2}, Marco Caccianiga³

1 Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio", Università degli Studi di Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy

2 IDPA - Istituto Dinamica Processi Ambientali, CNR Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy

3 Dipartimento di Biologia, Università degli Studi di Milano Via Celoria 26 I-20133 Milano, Italy

Corresponding author: Chiara Compostella, e-mail: chiara.compostella@unimi.it

Corresponding Author: Chiara Compostella

Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio", Università degli Studi di Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy.

E-mail chiara.compostella@unimi.it Tel: +39 0250315499 Fax +39 0250315494

Submitted to "Quaternary International"

6.1 Abstract

The aim of this study is the reconstruction of Late Holocene soil evolution and environmental changes at the treeline of Northern Apennines (Italy) through field observation, pedoanthracological analysis, soil micromorphology and dendrochronology.

We described nine soil profiles across the present treeline (c. 1750 m) between 1700 and 2000 m; physical and chemical analyses, pedoanthracological and micromorphological observations were carried out; tree ring analysis was also performed to outline recent disturbance events.

All soils consisted of two superimposed units. The lowermost unit consisted of a well developed B horizon resulting from intense brunification process, frequently overtopped by a dark Ab horizon. The superficial unit was up to 1 m thick, consisting of colluvium deposits with poorly developed pedogenesis.

Below the present treeline, charcoals were observed in the B horizon of the buried soils: *Abies* and *Fagus* dominated the anthracological assemblages. *Abies* charcoals were AMS dated to 790-670 y cal BP. Above the treeline, a charcoal assemblage dominated by *Abies* and *Laburnum* was found in the buried B horizon: a

Laburnum charcoal sample was dated to 3920-3700 cal BP; in the Ab horizon another assemblage dominated by *Abies*, *Laburnum* and *Vaccinium* with abundant insect remains could be observed: insects were dated to late Middle Age.

Soil data suggest a phase of marked slope instability occurred during Modern Age; tree ring analysis indicated that such phase occurred at least during the 18th and early 19th century.

Our analyses, together with previous archaeological evidence, indicate the occurrence of forests well above the present treeline in the Early-Mid Holocene; the lowering of the treeline probably started during Late Holocene but woody vegetation (open forest or treed heathland) occurred at high altitude until recent times. The colluvial episodes and the burial of paleosols probably took place through successive events during Modern Age; the dominance or co-dominance of fir at the treeline lasted until historical times.

Our multi-proxy approach allowed to put in a wider context previous archaeological data, to give better spatial and temporal extent to treeline fluctuations and to achieve high resolution for the analysis of the most recent time span.

6.1.1 Key words

Apennines, buried soil, micromorphology, pedoanthracology, soil, treeline

6.2. Introduction

The position of the treeline (the uppermost or northernmost limit of tree growth form) represents a well-known climatic boundary and, at the same time, is strongly influenced by human activities. Its fluctuations have thus been considered a powerful indicator of past and present environmental changes and have a major influence on processes at landscape scale, including soil evolution, slope stability, ecosystem functioning, fire history and land use (Becker *et al.*, 2007; Holtmeier and Broll, 2007). Climatic fluctuations and anthropic activity during Late Holocene represent a critical case study: progressive forest clearing and treeline lowering resulted in generalized slope instability, testified in Europe by frequent slope movements and colluvial deposits. The causes can be identified both in the impact of increasing human activities and in the effect of the climatic deterioration after the Holocene optimum (e.g. Marchetti, 2002; Lang, 2003; Eppes *et al.*, 2008). The present warming cycle and the dereliction of traditional pastoral activities in mountain areas have triggered a cycle of treeline uprising, with some significant exceptions and many uncertainties about the role of climate and of other driving forces (Holtmeier and Broll, 2007; Harsch *et al.*, 2009).

The study of treeline fluctuations has been addressed by many palaeoecological studies, mainly using pollen analysis (Tinner and Theurillat, 2003; Vescovi *et al.*, 2010a), analysis of plant and insect macrofossils (Nicolussi *et al.*, 2005; Tinner and Kaltenrieder, 2005; Birks and Bjune, 2010) and pedoanthracological analysis (e.g. Carcaillet and Brun, 2000; Ali *et al.*, 2005; Talon, 2010) which gave an important amount of information at different spatial and temporal scale.

The complexity of the involved phenomena requires a multi-proxy approach (Tinner *et al.*, 1996; Gobet *et al.*, 2003; Ponel *et al.*, 2011), considering both biotic and abiotic data, particularly when pollen or macrofossils are scarce or not available. Soils may represent a powerful archive of such data, as they can keep traces of the influence of parent material, climate, sedimentological events, vegetation cover, and land use. Paleosols have been used as indicators of past ecological conditions, and soil micromorphology found a wide use in archaeological studies (e.g. Sageidet, 2009; Goldberg and Berna, 2010) and paleopedological research (Kemp, 1998), but detailed soil evidences, particularly those coming from micromorphology, have seldom been integrated with those obtained from other proxies in paleoecological studies (e.g. Delhon *et al.*, 2009; Bal *et al.*, 2010).

In this study we present a paleoenvironmental study at the treeline of a mountain area in the Northern Apennines (Italy) through the integrated analysis of present and buried soils, soil micromorphology, pedoanthracological and dendrochronological analyses. The interest of the area lies in the occurrence of complex soil sequences (Panizza *et al.*, 1982) and archaeological and associated pollen records (Panizza *et al.*, 1982; Cremaschi *et al.*, 1984); these data were mainly collected in archaeological context and the area still lacks an historical reconstruction of ecological processes, particularly concerning recent (Late Holocene) time span. A further interest of the area lies in the static treeline behavior which contrasts with the global trend of treeline advancing and with the general pattern of treeline temperature (Körner and Paulsen, 2004). The aims of the research can be summarized as follows.

1) To outline the phases and the processes of soil development across the treeline in the study area; 2) to evaluate the role of soil data in providing information about past environmental conditions complementarily with those coming from other proxies; 3) to outline environmental history and treeline fluctuations with particular focus on Late Holocene, and their relationships with slope instability, climatic phases and human activities.

6.3 Materials and methods

6.3.1 Study area

The investigated area is located on the northern slope of Mt Cusna (2120 m a.s.l., 44° 18'N-10°23'E), the second highest peak of the Tuscan-Emilian Apennines (Northern Italy) (Fig. 6.1). The climate is sub-mediterranean with abundant and well distributed precipitations (2000 mm yr⁻¹), with summer minimum. Mean annual temperatures range from 8.8°C (Ligonchio, 928 m a.s.l., 44° 31'N-10°35'E) to 2.2°C (Mt Cimone, 2165 m a.s.l., 44° 21'N-10°70'E; for both stations observation period 1961-1990).

The bedrock consists mainly of turbiditic sandstones and marlstones with intercalated sequences of claystones and limestones (Panizza *et al.*, 1982; Bortolotti, 1992). Mt Cusna was strongly glacialized during the last glacial maximum (Losacco, 1949); at present, the most important geomorphological processes consist in mass movements, action of diffuse and channeled waters, and anthropic processes (Panizza *et al.*, 1982).

The present vegetation is characterized by deciduous forest dominated by beech (*Fagus sylvatica*), with very sparse *Abies alba*, up to c. 1750 m a.s.l. The areas above the treeline host *Vaccinium*-dominated heathland and herbaceous vegetation (Tomaselli, 1997). The average temperature of the growing season (May-September) at the treeline, calculated from the above-mentioned weather stations, is c. 10.2°C, substantially higher than the values registered at the treeline worldwide (c. 7°C; Körner and Paulsen, 2004). In the study area, such values are reached well above 2100 m (Mt. Cimone: 7.8°C) similarly to what observed at other Mediterranean *Fagus* and southern hemisphere *Nothofagus* treelines (Körner and Paulsen, 2004).

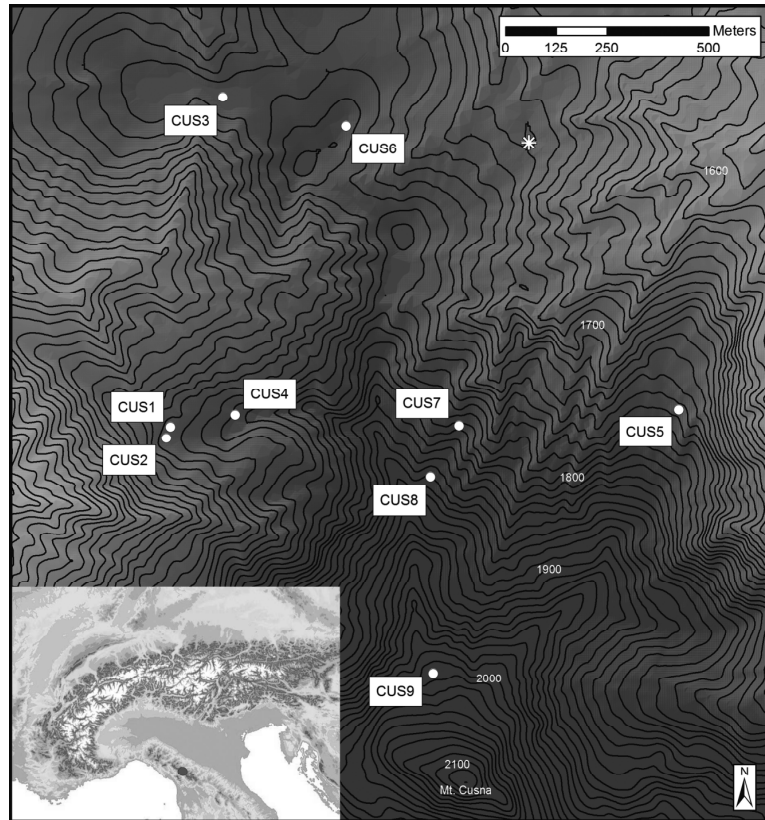


Fig. 6.1: Study area and location of the investigated profiles. Asterisk indicates the archaeological site of Monte Bagioletto (Cremaschi *et al.*, 1984)

Entisols, Spodosols and Inceptisols (Soil Survey Staff, 2010) can be observed up to 1900 m; in the uppermost area, weakly developed humiferous and desaturated soils occur (Filippi and Sbarbati, 1994). Colluvium-buried paleosols characterize an ancient surface, the Mt. Cusna paleosurface, extensively glacialized during the glacial maxima, subjected to soil evolution and finally buried during the Holocene (Bernini *et al.*, 1978; Panizza *et al.*, 1982). The area was settled between Early and Mid Holocene by mesolithic hunters (Monte Bagioletto site, c. 1.6 kilometers from the summit of Mt. Cusna; Fig. 1); occasional occurrence during Late Holocene to Roman Age has been also recorded (Biagi *et al.*, 1980; Panizza *et al.*, 1982; Cremaschi *et al.*, 1984).

6.3.2 Soil sampling

Nine soil profiles (CUS1-CUS9) were described and sampled across the present treeline, between 1700 and 2000 m (Fig. 6.1 and Table 6.1). Their coordinates were recorded on a GPS receiver (Garmin GPSMap 60cx) with accuracy between two and ten meters. From 0.5 to 2 kg of material were sampled per each soil horizon for laboratory analyses (Cremaschi and Rodolfi, 1991; McRae, 1991).

Soil profile	Elevation (ma.s.l.)	Aspect (°N)	Slope (°)	Parent material	Vegetation	Coordinates
CUS1	1723	297	10	Claystones	Natural forest	44° 17' 45.25" N - 10° 22' 57.42" E
CUS2	1723	287	10	Claystones	Natural forest	44° 17' 44.34" N - 10° 22' 56.94" E
CUS3	1745	-	0	Claystones	Grassland and shrubs	44° 18' 11.63" N - 10° 23' 3.84" E
CUS4	1752	290	22	Claystones	Grassland	44° 17' 46.11" N - 10° 23' 4.61" E
CUS5	1754	12	17	Claystones	Grassland and shrubs	44° 17' 45.94" N - 10° 23' 53.82" E
CUS6	1765	128	6	Claystones	Grassland and shrubs	44° 18' 9.14" N - 10° 23' 17.47" E
CUS7	1804	10	29	Claystones	Grassland and shrubs	44° 17' 44.98" N - 10° 23' 29.40" E
CUS8	1860	19	18	Marlstones	Grassland and shrubs	44° 17' 40.90" N - 10° 23' 26.15" E
CUS9	2006	345	11	Sandstones	Grassland	44° 17' 25.16" N - 10° 23' 26.08" E

Table 6.1: Main features of the investigated soil profiles.

Sampling for pedoanthracological analysis (from 1 to 4 kg) was performed for each horizon where the occurrence of charcoals could be observed on the field. At site CUS1 a supplementary sample (CUS1b) was taken from an anomalous concentration of charcoal fragments c. 1 m apart from the main profile. Insect remains (exoskeleton fragments) could be locally observed and were sampled separately. For a more complete survey of their occurrence, both charcoals and insect fragments were also searched for and extracted during laboratory analyses of all soil samples.

Twenty-one undisturbed samples were collected through Kubiëna boxes (Kubiëna, 1953) from selected soil horizons to obtain thin sections for micromorphological analysis.

6.3.3 Soil analysis and micromorphological observation

Each soil sample was subjected to routine laboratory analysis, to determine particle size distribution, pH (in 1:2.5 soil:water) and organic matter content (Walkley-Black method) (Ministero per le Politiche Agricole, 1999). In order to discriminate soil horizons and to outline the main gradient within the different parameters, principal component analysis (PCA) was applied using selected profile attributes (grain size distribution, pH, organic C, color). Hue, chroma and value parameters obtained through Munsell notation were considered separately; the notation for hue was transformed into a continuous scale with greater numerical values as the soil becomes more yellow, with 10R corresponding to zero YR (Munsell Color, 1994). Data were log-transformed, except for grain size percentage values where arcsin-root transformation was applied.

Soil thin sections were prepared on covered glass slides from undisturbed samples through impregnation with an epoxy resin and observed at the petrographic microscope at 20-400x, described according to Stoops (2003) and interpreted according to Stoops *et al.* (2010).

6.3.4 Extraction and identification of charcoals and insect remains

Samples were air-dried before sieving to determine dry weight; afterwards, they were left in water for 24h to disrupt soil aggregates. The remaining aggregates were easily destroyed mechanically and no deflocculant was used. The material was wet-sieved, using sieves of 2.50 and 1.25 mm; a 500 µm sieve was used to separate insect remains. Charcoal and insect fragments were separated by hand-picking under a low power binocular microscope (5-40x).

Charcoals larger than 1.25 mm were weighed, measured and identified; charcoal fragments were manually broken to observe anatomical characteristics in transversal, tangential and radial sections (Ali *et al.*, 2005). An episcopic microscope was used under magnifications between 100 and 1000x. Identification of charcoal fragments was performed using reference collections and atlases of wood anatomy (Jacquiot, 1955; Greguss, 1959; Jacquiot *et al.*, 1973; Schweingruber, 1990). Fifty charcoal fragments were identified per soil sample, where available; otherwise, all the available fragments were identified.

Insect remains were grouped by taxon at order or family level and sent to specialists for identification at species level and for ecological interpretation.

6.3.5 Charcoal quantification

Charcoal concentration, or specific anthracomass (SA) was calculated as mg of charcoal kg⁻¹ of dry soil (ppm), considering only fragments ≥ 1.25 mm (Touflan *et al.*, 2010). According to Talon (2010), SA was calculated for the whole soil horizon (SAL) and for each taxon within the horizon (SAT). Approximate volume was determined on the identified fragments measuring and multiplying the three dimension of each fragment. The amount of the different taxa was expressed as a percentage of the number and of the volume of the identified charcoal fragments.

6.3.6 Radiocarbon dates

Radiocarbon dates were performed in order to obtain a temporal reference for some key stratigraphic and ecological topics: the boundary between the two main units (2Ab horizon), the charcoal assemblage of the underlying well developed soils, which has been determined only in archaeological context, and the dominance of *Abies alba* in presently beech-dominated woodlands. Two charcoal fragments (*Abies alba* from CUS1 and *Laburnum* sp. from CUS6) and one sample of insects (consisting of mixed species) were AMS ¹⁴C dated (Beta Analytic Inc., Florida USA). Standard laboratory pretreatment (acid or acid-alkali-acid washing) were applied, which proved to yield accurate dating also for insect samples (Tripp *et al.*, 2004).

6.3.7 Dendrochronological sampling and analysis

Tree ring analysis was performed to provide detailed information about the disturbance events which affected the areas at or below the treeline during the last centuries. Forty-three beech trees (24 from site CUS1, 5 from CUS2 and 14 from the slope below the two profiles) were mapped, described and cored with an increment borer, as close as possible to ground level; some tree stems were partially submerged by slope deposits and were cored both at present ground level and at the root collar. Whenever trees showed evidences of disturbed growth, coring was performed throughout the whole diameter in the direction of the maximum growth anomaly (e.g., stem bending).

Cores were mounted, air dried, sanded and observed with a stereomicroscope. All the sampled trees except one were alive: cores were visually cross-dated through the occurrence of exceptionally narrow or, less frequently, large rings. For each core we recorded every sign of possible disturbance. In particular, we recorded the occurrence of reaction wood, i.e. xylem with anomalous cell wall appearance (Schweingruber, 1996; the specific appearance of reaction wood for *Fagus sylvatica* has been described by Heinrich and Gärtner, 2008). We also recorded the occurrence of anomalous resin concentration and scars due to mechanical damage and fire. Frequency data were arranged into 5-years age classes.

6.4. Results

6.4.1 Soil profiles

Soil depth ranged from 75 cm to more than two meters (Fig. 6.2). All the investigated profiles consisted of two superimposed units (Fig. 6.3) enhanced by discontinuities in grain size distribution, pH values and by a marked increase of organic carbon content (up to 110.5 g kg^{-1}) with the inception of the lowermost sequence (Appendix 1). In some cases, more than one soil sequence could be identified within each unit (Appendix 1).

The superficial unit was up to 110 cm thick; within this unit, organic carbon decreased regularly along the profile (Appendix 1). The lowermost unit consisted of well developed B horizons, often with illuvial clay features (Bt) (Appendix 1). Three profiles (CUS3, CUS6 and CUS9) showed a dark horizon (2Ab) at the top of the lowermost unit (Fig. 6.3).

PCA axes 1 and 2 explained 62.3% and 12.5% of variance, respectively. Axis 1 was correlated with organic carbon content; axis 2 individuated a gradient of color parameters, grain size distribution and pH. The uppermost horizons of the buried sequence (2Ab and two horizons described as 2Bw) were placed amongst the A horizons in the positive field of axis 1 coordinates, while positive axis 2 scores characterize the buried B horizons (Fig. 6.4).



Fig.6. 2: Sketches of the investigated soil profiles.

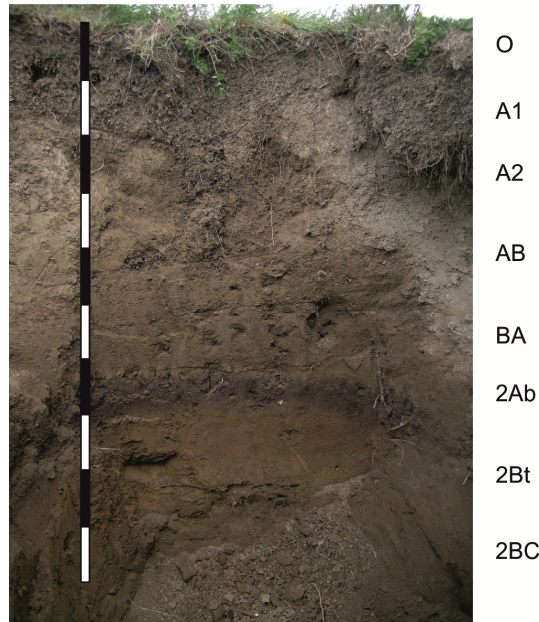


Fig. 6.3: Typical bisequence (profile CUS6, 1765 m a.s.l.)

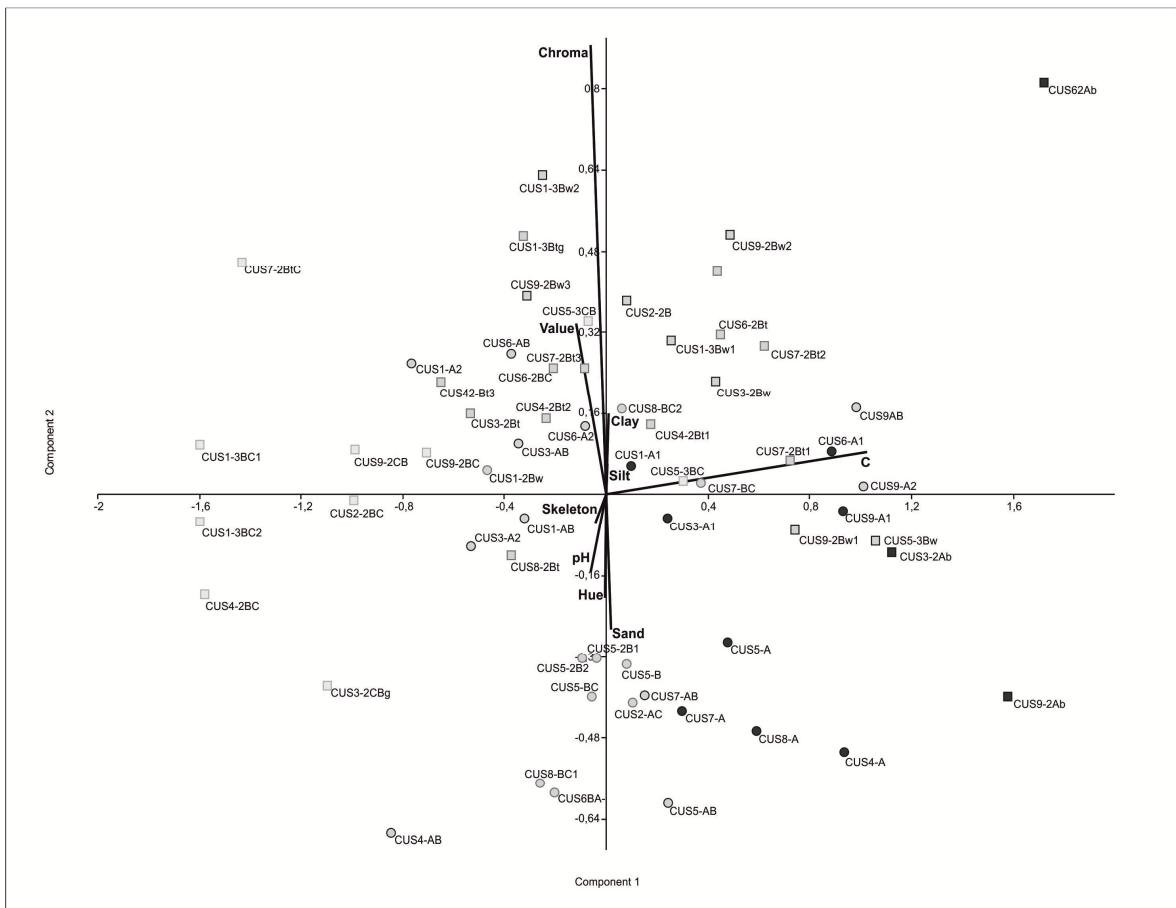


Fig. 6.4: PCA biplot based on the selected horizon parameters. PCA axis 1 (62.3% of variance) and axis 2 (12.5%) are displayed.

6.4.2 Micromorphology

Thin sections from the uppermost unit showed a weak pedogenesis, with granular aggregation typical of A horizon; only in CUS1 profile, located below the treeline, we could observe a weakly developed subangular blocky microstructure in the 2Bw horizon but without evidences of clay illuviation (Appendix 2, Fig. 5). The uppermost unit showed some typical features of colluvial deposits (Fig. 5a): a weak-moderate sorting of the soil material with frequent coarse rock fragments and some fragments of clay coatings (i.e. papulas sensu Brewer, 1976) and some rounded aggregates of material derived from pre-existing soil (i.e. pedorelicts sensu Brewer, 1976).

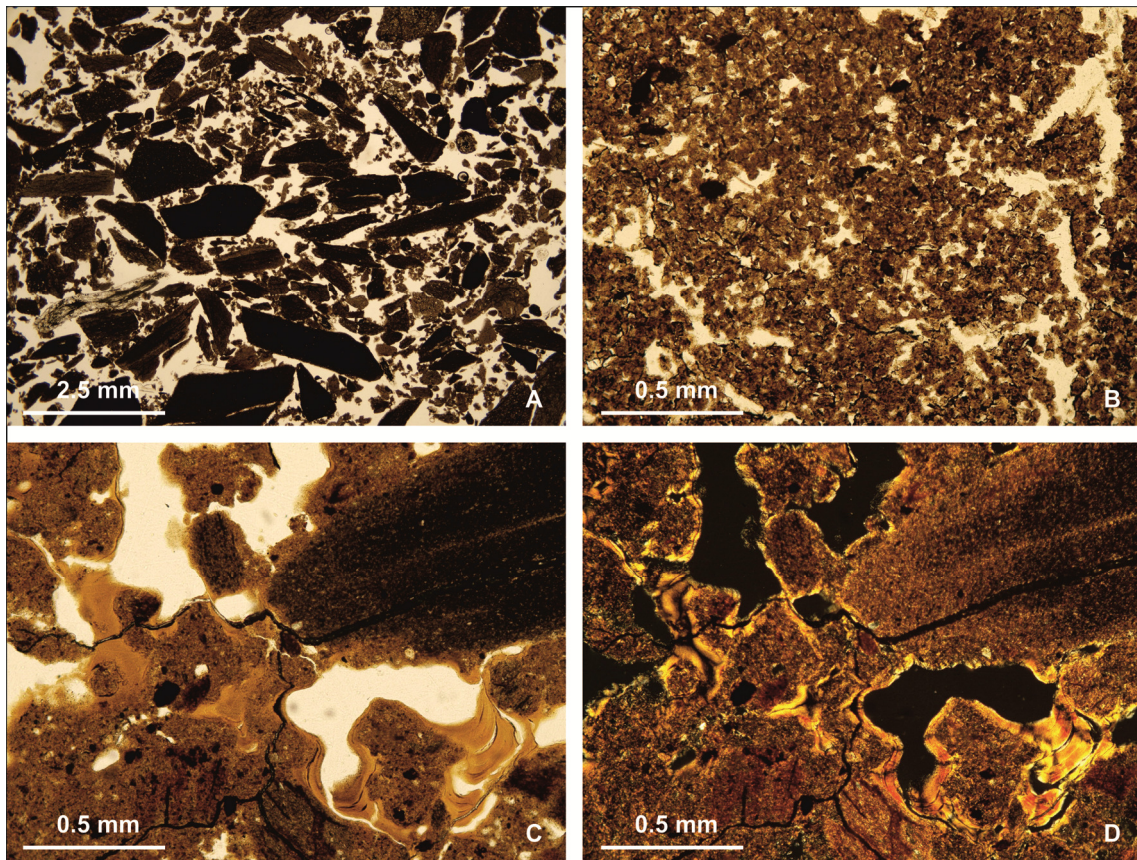


Fig. 6.5: Photomicrographs of some micromorphological features from soils and paleosols. a) Dominant coarse rock fragments in A horizon of superficial soil unit (CUS4 – 20x, PPL). b) Typical granular microstructure in 2Ab horizon (CUS6 – 100x, PPL). c) Microlaminated limpid clay coatings in 3Btg horizon (CUS1 – 100x, PPL). d) Same field as previous in XPL.

The lowermost unit showed a higher degree of development, with stronger pedogenesis in the deepest horizons. The 2Ab horizons were well characterized in thin section, with the absolute dominance of granular aggregate of very well sorted material and the almost complete absence of mineral grains and nodules (Fig. 5b). In these horizons some planar linear voids could be observed, probably due to frost action (Van Vliet-Lanoë, 2010). In the largest vertical linear voids some clay-rich pedorelicts occurred.

In the deepest horizons a well expressed angular-subangular blocky aggregation could be observed with frequent clay coatings in Bt horizons, sometimes well expressed (Fig. 6.5c,d). We could also observe evidence

of argilloturbation and hydromorphy superimposed to brunification in soils developed on clay- and marlstones with well expressed Bt horizons; brunification was less expressed in soil developed on sandstones (CUS9).

6.4.3 Anthracological analysis

Charcoals fragments were found in four soil profiles: one level from profile CUS1 (horizon 3Bw1) and from profile CUS2 (horizon 2B) and two levels from profile CUS6 (horizons 2Ab and 2Bw, respectively). A total of 420 fragments were identified (Table 6.2).

Taxa	CUS1		CUS1b		CUS2		CUS6-2Ab		CUS6-2Bw		SUM	%
	2,5 mm	1,25 mm	2,5 mm	1,25 mm	2,5 mm	1,25 mm	2,5 mm	1,25 mm	2,5 mm	1,25 mm		
<i>Abies alba</i>	43	39	33	22	25	25	3	5	3	11	209	50
<i>Laburnum</i> sp.	-	-	-	-	-	-	6	17	6	28	57	14
<i>Fagus sylvatica</i>	-	-	-	-	21	18	-	-	-	-	39	9
<i>Vaccinium</i> sp.	-	-	1	3	-	-	-	24	-	-	28	7
Conifer	5	8	16	23	4	7	-	1	-	4	68	16
Hardwood	2	3	-	2	-	-	-	2	-	7	16	4
Vitrified	-	-	-	-	-	-	2	1	-	-	3	1
TOT	50	50	50	50	50	50	11	50	9	50	420	

Taxa	CUS1		CUS1b		CUS2		CUS6-2Ab		CUS6-2Bw		SUM	%
	2,5 mm	1,25 mm	2,5 mm	1,25 mm	2,5 mm	1,25 mm	2,5 mm	1,25 mm	2,5 mm	1,25 mm		
<i>Abies alba</i>	3017	81	6309	84	1511	37	207	29	196	28	11240	67
<i>Laburnum</i> sp.	-	-	-	-	-	-	284	40	412	59	696	4
<i>Fagus sylvatica</i>	-	-	-	-	2294	56	-	-	-	-	2294	14
<i>Vaccinium</i> sp.	-	-	124	2	-	-	151	21	-	-	275	2
Conifer	627	17	1045	14	298	7	4	1	29	4	2003	12
Hardwood	72	2	32	0	-	-	8	1	57	8	169	1
Vitrified	-	-	-	-	-	-	62	9	-	-	62	<1
TOT	3716		7510		4103		716		694		16739	

Table 6.2: Number (upper table) and volume (mm³) (lower table) of identified charcoal fragments per taxon for each horizon.

The highest SAL was observed in the lowermost profiles: CUS1 (1888 mg kg⁻¹), CUS1b (4829 mg kg⁻¹) and CUS2 (4340 mg kg⁻¹); SAL values observed in profile CUS6 were much lower (2Bw: 384 mg kg⁻¹; 2Ab: 519 mg kg⁻¹) (Table 6.3).

Below the present treeline, *Abies alba* dominated the anthracological assemblage from CUS1 and CUS1b; hardwood (*Vaccinium* and non identified hardwood) represented a minor fraction (Table 6.3). Together with the charcoals, more than 20 charred needle fragments of *Abies alba* and a charred seed of *Rubus idaeus* were also found in CUS1b. In CUS2, *Fagus sylvatica* represented the most abundant species, while *Abies* was still very abundant (Table 6.3). The high SAT of indeterminable conifer wood was due to the partial vitrification of the wood.

Profile	CUS1	CUS1b	CUS2	CUS6	CUS6
Horizon	2Bw1	2Bw1	2Bw	2Ab	2Bw
Depth (cm)	60	60	30	70	80
SAL	1888	4829	4340	519	384
<i>Abies alba</i>	1532.85	4056.76	1598.43	149.94	108.45
<i>Laburnum</i> sp.	-	-	-	205.71	227.97
<i>Fagus sylvatica</i>	-	-	2426.74	-	-
<i>Vaccinium</i> sp.	-	79.73	-	109.38	-
Conifer	318.56	671.95	315.24	2.90	16.05
Hardwood	36.58	20.58	-	5.79	31.54
Vitrified	-	-	-	44.91	-

Table 6.3: Charcoal concentration (mg kg⁻¹) calculated for the whole soil horizon (SAL) and for each taxon within the horizon (SAT).

Above the present treeline (site CUS6) two different charcoal assemblages were observed. In the 2Ab horizon the dominant species were *Laburnum* sp., *Abies alba* and *Vaccinium* sp.. In the underlying 2Bw horizon, *Vaccinium* was completely absent, while the assemblage was dominated by *Laburnum* and *Abies* (Table 3).

6.4.4 Insect remains

Charred insect remains were found in the 2Ab horizon of profile CUS6 at 70 cm depth. The identified taxa were *Curculionidae*, *Aphodidae* and *Chrysomelidae* (*Coleoptera*) and *Formicidae* (*Hymenoptera*) (Table 6.4). The most abundant species were *Otiorynchus frescati* (*Curculionidae*) and *Aphodius* sp. (*Aphodidae*) (at least 12 individuals estimated), followed by *Pseudomeira parvula* (*Curculionidae*) (at least 11 individuals) and *Barynotus obscurus* (*Curculionidae*) (at least 5 individuals). All these taxa are epigeal; only *Aphodius* species are able to dig for few centimeters in dung or soft soil (Hurka, 2005; Abbazzi and Maggini, 2009).

Order	Family	Species	Head Capsule	Pronotum	Leg Segment	Elytra	Abdomen	Ecology
Coleoptera	Aphodidae	<i>Aphodius</i> sp.				24		Coprophagous species, linked to sheep and cattle pasture
Coleoptera	Chrysomelidae			1				Phytophagous and floricole species associated with shrub vegetation
Coleoptera	Curculionidae	<i>Barynotus liguricus</i> (Solari 1943)	2	1	2		1	Poliphagous and mesophilous species, occurs from coastal environments to the limit of beech and conifer woods
Coleoptera	Curculionidae	<i>Barynotus obscurus</i> (Fabricius 1775)	6	5		14+1 pair		Apterous species linked to secondary subalpine grasslands (<i>Nardetum alpigenum</i>), heavily grazed environments and trampled heatlands
Coleoptera	Curculionidae	<i>Otiorhynchus frescati</i> (Boheman 1843)	12	6				Poliphagous and mesophilous species, linked to soil surface and soil fissures, occurs from coastal environments to the limit of deciduous forests
Coleoptera	Curculionidae	<i>Otiorhynchus griseopunctatus falteronae</i> (Pesarini 1968)	1					Poliphagous and mesophilous species, linked to soil surface and woody vegetation, occurs from the upper limit of oak woods to the upper limit of beech or conifer woods
Coleoptera	Curculionidae	<i>Otiorhynchus</i> sp.	1		26			
Coleoptera	Curculionidae	<i>Pseudomeira parvula</i> (Seidlitz 1866)					11 pairs	Poliphagous and termophilous species, occurs from coastal environments to the limit of oak woods
Hymenoptera	Formicidae	<i>Lasius</i> gr. <i>umbratus/flavus</i>	1					Lapidicolous species of open and humid environments or of deciduous forest edge
Hymenoptera	Formicidae							

Table 6.4: Insect macroremains and ecological traits of the observed species. Information about ecology come from Osella (1988), Hurka (2005), Abbazzi and Maggini (2009).

6.4.5 Radiocarbon dates

All the analyzed samples dated back to Late Holocene. *Abies alba* charcoals from the 3Bw1 horizon of profile CUS1 were dated to 790-670 yrs cal BP. At site CUS6, a *Laburnum* charcoal sample from the 2Bt horizon was assigned to 3920-3700 yrs cal BP, while insect remains from 2Ab horizon were dated to the late Middle Age (640-590 / 570-530 yrs cal BP). (Table 6.5).

Sample	Altitude (m a.s.l.)	Depth (cm)	Context	Taxa	Age BP	Cal BP (2 sigma)	Method	References/lab number
CUS1_Charcoals	1723	60	Natural	<i>Abies alba</i>	810 ± 40 BP	790-670 cal BP	AMS	Beta - 280565
CUS6_Insects	1765	70	Natural	Mixed	570 ± 30 BP	640-590 and 570-530 cal BP	AMS	Beta - 292530
CUS6_Charcoals	1765	80	Natural	<i>Laburnum</i> sp.	3540 ± 40 BP	3920-3700 cal BP	AMS	Beta - 257239

Table 6.5: Radiocarbon dates.



Fig. 6.6: Trees affected by slope instability. a) Beech trees partially buried by a colluvium layer at site CUS1: minimum age at root collar ranges between 90 and 130 years. b) Old upturned beech tree below site CUS1. The tree established before AD 1721 and lost its vertical growth in the late 1770s; the upright growth started in the 1890s.

6.4.6 Dendrochronology

At site CUS1 trees reached ages >300 years. The oldest trees were often tilted, completely upturned or creeping, while youngest individuals grew generally upright up to the treeline (Fig. 6.6).

Tree ring analysis revealed a marked occurrence of disturbance indicators (reaction wood, resin and scars) in the mid-late 18th century (from AD 1735 to 1745 at site CUS1 and from 1755 to 1790 in the underlying slope) (Fig. 6.7). A second, less marked occurrence of scars and reaction wood could be observed in the early 19th century (c. 1815-1835) and a third one in the late 19th century, peaking in the 1870s. Sporadic disturbance was also recorded in the 1960s and 1970s, particularly at CUS1 site. Small trees rooted above the horizon 2Bw of the profile CUS1 were partially buried by a 35-40 cm thick colluvium layer (Fig. 6.6).

Sampling at the root collar indicated that their establishment took place in the late 19th - early 20th century (minimum establishment date 1900, 1920, 1879, respectively; a dead tree which could not be cross-dated was at least 115 years old); the oldest tree ring sampled above the colluvium (i.e. at the present ground level) dated back to 1960 and 1990. Trees rooted above the colluviums, although similar in dimension, were substantially younger (minimum establishment date 1976, 1977, 1961, respectively).

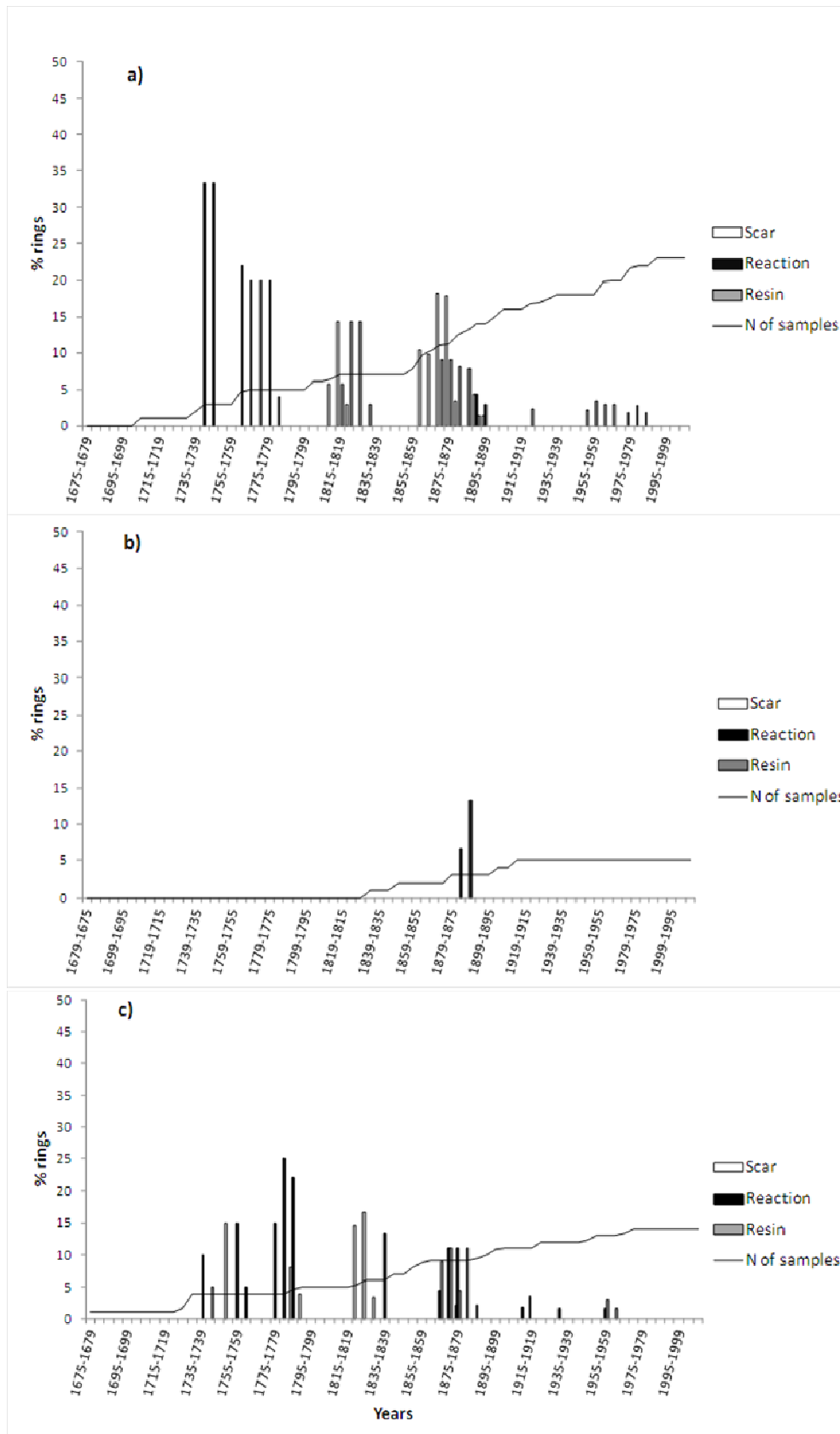


Fig.6.7: Frequency of diagnostic tree rings at profiles CUS1 (panel a), CUS2 (b) and underlying slope (c). Reaction wood (Reaction), scars (Scar) and anomalous resin concentration (Resin) are reported. Data are arranged in 5-year intervals. Line indicates the number of samples for each time interval.

6.5 Discussion

6.5.1 Soil evolution

Our data indicated the occurrence of a phase with strong pedogenesis which occurred at least up to 2000 m a.s.l. This phase interested only the lowermost unit of our profiles and led to the establishment of well developed soils with clay illuviation along the profile indicating an intense brunification process (Duchaufour, 1994). The similarity of the horizons overtopping the lowermost unit (2Ab and, in some cases, 2Bw) with the superficial ones (A) confirmed the discontinuity between the two units and thus the occurrence of at least two phases subjected to different pedogenetic processes. The buried paleosurface described by previous authors in archaeological context (Bernini *et al.*, 1978; Panizza *et al.*, 1982) was thus confirmed by our data and extended at much higher altitude, well above the present treeline.

The occurrence of thick colluvium layer acting as parent material of the superficial unit is one of the most striking features of our profiles. Such layer seems to result from successive events at least in some sites, as in profile CUS5, where distinct phases are separated by two stone lines, or profile CUS1, where tree root collar, already positioned over a colluvium, is buried under further 35-40 cm of material. Pedorelicts moved along the slope with the colluvium: given their microstructure and their clay abundance, similar to the buried B horizons, we can hypothesize that they were eroded from these soils and transported along the slope falling into the open frost cracks (Van Vliet-Lanoë, 2010). Our data suggest the deposition of large quantity of material in a relatively short period: the ancient A horizon with insect remains dating back to 570 years BP is buried under 70 cm of colluvium (site CUS6) and *Abies* charcoals from c. 700 years BP lie under 50 cm (site CUS1).

6.5.2 Environmental history

The B horizons of our lowermost unit share their stratigraphic position and their main characteristics (strong pedogenesis with clay illuviation) with those of the buried soil of the nearby archaeological site of Monte Bagioletto (c. 400 m E from our nearest profile) (Cremaschi *et al.*, 1984). This unit is associated with archaeological findings resulting from human frequentation between Early and Mid Holocene (Biagi *et al.*, 1980; Cremaschi *et al.*, 1984). The high degree of soil evolution indicates the occurrence of forest vegetation together with long-time slope stability; our data spatially extend this phase at least up to 2000 m, thus providing indirect evidence of its connection with a climatically favorable period.

The disappearing of the forest cover at highest altitude has been linked to the end of the climatic optimum (Cremaschi *et al.*, 1984). However, our analysis indicates the occurrence of woody species (*Abies alba* and *Laburnum*) at relatively high altitude (1765 m) less than 4000 years cal. BP. This may be supported by palynological data from Monte Bagioletto (Panizza *et al.*, 1982) which showed the persistence of pollen of woody species (*Abies* and *Alnus*) at the bottom of the uppermost unit. We could hypothesize a gradual opening of tree cover rather than its abrupt disappearance, but the temporal and spatial extent of this phase remains largely speculative.

The lowering of the forest limit to the present altitude probably took place at the beginning of Late Holocene when open forests (charcoal assemblage of the 2Bw horizon) were replaced by treed heathlands which gave origin to the 2Ab horizon. This replacement is testified also in the pollen record of Monte Bagioletto by high values of *Vaccinium* (Panizza *et al.*, 1982) and is coherent with regional pollen record, indicating strong deforestation due to human impact at the beginning of Late Holocene (Lowe *et al.*, 1994; Vescovi *et al.*, 2010b). Treed heathlands lasted until Modern Age; at this stage, insect assemblages confirmed the occurrence of open, grazed vegetation interspersed with shrubs and sparse trees, while at lower altitudes *Abies alba* dominated the forest vegetation. The ultimate disappearing of woody species above the present treeline occurred during modern times (from c. AD 1500 onwards).

More or less at the same time, below the treeline *Abies* was replaced as dominant species by *Fagus*: charcoal assemblages dominated by fir date back to AD 1200, while still living beech established in the early 17th century. The decline of *Abies* and its replacement by *Fagus* occurred during the Mid-Late Holocene in the whole Northern Apennines (Watson, 1996; Vescovi *et al.* 2010a,b) and on the Alpine chain (Gobet *et al.*, 2000; Carcaillet and Muller, 2005), and are mainly regarded as a consequence of human-induced disturbance. According to our data, in our study area *Abies* seems to have kept a prominent role until very recent times, at least at local scale. This contrast with the pollen record from Monte Bagioletto, where *Abies* maximum could be observed within the buried B horizon followed by a sharp decline (Panizza *et al.*, 1982). However, the species is still present, although very scattered, in the study area and in the whole Apennine chain, where is locally abundant.

From the beginning of Modern Age, diffuse slope instability occurred until the late 19th century and, with minor events, throughout the 20th century. The old soils were superficially eroded and buried; somewhere their superficial horizons were preserved below the colluvium layer; below the treeline, trees were variously interested by such events. The timing of the instability phases resulting from the combination of soil, charcoal and tree ring evidences agrees with the general frame outlined by Panizza *et al.* (1982) and Cremaschi *et al.* (1984) from archaeological and historical evidences: increasing slope dynamicity during Late Holocene and onset of marked erosion from the 12th- 13th century AD. Also Bertolini *et al.* (2004) report high landslide activity in Northern Apennines at the Mid - Late Holocene boundary and since the 16th century to present. Pollen data indicate the increase of human disturbance in the last 1000 years (Vescovi *et al.*, 2010b), but our data, particularly those from tree rings, achieved greater resolution for the most recent events.

Afterwards, treeless vegetation established on the newly exposed surface above the treeline, giving origin to the present poorly developed soils, while below the treeline the forest was able to regenerate.

6.5.3 Treeline dynamics

At present, the abrupt treeline dominated by *Fagus sylvatica* is static, with no establishment of new individuals above the current limit. Our analysis did not show any past occurrence of *Fagus* above the present treeline, suggesting long-term stability of the uppermost limit of beech forest. Furthermore, the overall charcoal abundance showed a marked decline in correspondence of the present treeline (Table 3), indicating that at least

within the time span outlined by our radiocarbon dates (Late Holocene) no dense forest covered the slopes of Mt. Cusna above this limit. However, the degree of evolution of the buried soils suggests the previous occurrence of a stable, long lasting forest cover up to 2000 m, which left no traces within the charcoal assemblages except for the archaeological sites. This forest could have been gradually opened because either of anthropic pressure and/or of climatic cooling. The lack of charcoals could indicate a low importance of fire in this phase; however, it should be remembered that soil anthracomass may depend on the intensity of the fire rather than on the woody biomass (Carnelli *et al.* 2004); the absence or the low occurrence of charcoal could thus be due to a low intensity fire regime.

The Holocene treeline fluctuation of c.300 m outlined by our soil data is comparable with those observed on the Alps by many pedoanthracological studies (Tinner and Theurillat, 2003; Carnelli *et al.* 2004; Ali *et al.*, 2005; Talon, 2010). However, unlike the Alpine treeline fluctuation, the uppermost position was probably reached by different species composition than that of the present treeline. Our charcoal data together with the sporadic occurrence of *Fagus* in the oldest charcoal assemblages found in the archaeological site of Monte Bagioletto (only 5 fragments over 1004 in the lowermost unit, 95 over 879 in the overlying level, interpreted as a recent contamination; Cremaschi *et al.*, 1984) lead to exclude the occurrence of beech at the treeline during the Early-Mid Holocene. The species became abundant only more recently (3790 BP, Cremaschi *et al.*, 1984) coherently with its regional pattern of Holocene distribution (Watson, 1996).

This evidence suggests that *Fagus* treelines never reached altitude higher than present, and could give paleoecological support to the hypothesis of Körner and Paulsen (2004) concerning a genus-specific upper boundary for *Fagus*, whose altitudinal distribution ends well below the thermal limits recognized for the treelines worldwide. This could have important implication for the future behavior of the Apennine treeline, even under climate warming cycle.

6.6 Conclusions

Our study outlined the complex interaction between climate, geomorphological processes, vegetation and man in shaping the environmental history of high altitude ecosystems. Such complexity emphasizes the need for a multidisciplinary approach, particularly for areas subject to slope activity and lacking continuous sedimentological and paleobotanical record such as those provided by lake sediments or peat bogs. Soil data (both routine soil analyses and micromorphology) provided the general frame of the processes occurred in the area during the investigated period thus filling the gaps due to the spatial and temporal discontinuity of the botanical, zoological and archeological records. Moreover, the integrated analysis of tree ring and sedimentological data gave very high resolution for the most recent time span (Modern Age), often overlooked by paleoenvironmental reconstructions.

The environmental history outlined by our data needs further investigations to outline the vegetation responsible for the development of the oldest soils and more AMS dates to obtain a higher temporal resolution.

Sedimentological investigations could give further insights into the colluvial events; historical and archaeological records should be also integrated with our evidences. However, our data indicated that the main events which shaped the high altitude landscape of the Northern Apennines took place throughout the whole Holocene until very recent times.

6.7 Acknowledgements

The authors are grateful to Guido Mariani and Arcangelo Matarrese for their assistance on the field and in laboratory, to Brigitte Talon for her suggestions and her valuable help to charcoal analysis and to the following specialists for insect analyses: Enzo Colonnelli (Coleoptera Curculionidae), Fabrizio Rigato (Hymenoptera Formicidae), Augusto Vigna Taglianti (Coleoptera) and Mauro Gobbi (Coleoptera, ecological reconstruction).

6.8 References

- Abbazzi, P., Maggini L., 2009. Elenco sistematico-faunistico dei Curculionoidea Italiani, Scolytidae e Platypodidae esclusi (Insecta, Coleoptera). *Aldrovandia* 5, 29-216.
- Ali, A.A., Carcaillet, C., Talon, B., Roiron, P., Terral, J.F., 2005. *Pinus cembra* L. (arolla pine), a common tree in the inner French Alps since the early Holocene and above the present tree line: a synthesis based on charcoal data from soils and travertines. *Journal of Biogeography* 32, 1659-1669.
- Bal, M.C., Rendu, C., Ruas, M.P., Campmajo P., 2010. Paleosol charcoal: Reconstructing vegetation history in relation to agro-pastoral activities since the Neolithic. A case study in the Eastern French Pyrenees. *Journal of Archaeological Science* 37, 1785-1797.
- Becker, A., Körner, C., Brun, J.J., Guisan, A., Tappelner, U., 2007. Ecological and land use studies along elevational gradients. *Mountain Research and Development* 27(1). 58-65.
- Bernini, M., Carton, A., Castaldini, D., Cremaschi, M., 1978. Segnalazione di un deposito di versante di tipo grèzes litées a Sud di M. Prampa (Alto Appennino Reggiano). Gruppo di Studio del Quaternario Padano, 4.
- Bertolini, G., Casagli, N., Ermini, L., Malaguti, C., 2004. Radiocarbon Data on Lateglacial and Holocene Landslides in the Northern Apennines. *Natural Hazards* 31, 645-662.
- Biagi, P., Castelletti, L., Cremaschi, M., Sala, B., Tozzi, C., 1980. Popolazione e territorio nell'Appennino Tosco-Emiliano e nel tratto centrale del bacino del Po. *Emilia Preromana* 8, 13-36.
- Birks, H.H., Bjune, A.E., 2010. Can we detect a west Norwegian tree line from modern samples of plant remains and pollen? Results from the DOORMAT project. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 325-340.
- Bortolotti, V. (ed.), 1992. *Guide Geologiche Regionali: Appennino Tosco-Emiliano*. Società Geologica Italiana. BE-MA Editrice, Milano.
- Brewer, R., 1976. *Fabric and mineral analysis of soils*. Huntington, Krieger.
- Carcaillet, C., Brun, J.J., 2000. Changes in landscape structure in the Northwestern Alps over the last 7000 years: lessons from soil charcoal. *Journal of Vegetation Science* 11, 705-714.
- Carcaillet, C., Muller, S.G., 2005. Holocene tree-limit and distribution of *Abies alba* in the inner French Alps: anthropogenic or climatic changes? *Boreas* 34(4), 468-476.
- Carnelli, A.L., Theurillat, J.P., Thinon, M., Vadi, G., Talon, B., 2004. Past uppermost tree limit in the Central European Alps (Switzerland) based on soil and soil charcoal. *The Holocene* 14(3), 393-405.
- Cremaschi, M., Biagi, P., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Rodolfi, G., Castelletti, L., Leoni, L., 1984. Il sito mesolitico di Monte Bagioletto (Appennino Reggiano) nel quadro delle variazioni ambientali oloceniche dell'Appennino Tosco-Emiliano. *Emilia Preromana* 9/10, 11-46.

- Cremaschi, M., Rodolfi, G. (ed.), 1991. *Il suolo. Pedologia nelle scienze della terra e nella valutazione del territorio*. La Nuova Italia Scientifica, Roma.
- Delhon, C., Thiébaud, S., Berger, J.F., 2009. Environment and landscape management during the Middle Neolithic in Southern France: Evidence for agro-sylvo-pastoral systems in the Middle Rhone Valley. *Quaternary International* 200, 50-65.
- Duchauffour, P., 1994. *Pédologie. Sol, Vegetation, Environnement*. Masson, Paris.
- Eppes, M.C., Bierma, R., Vinson, D., Pazzaglia, F., 2008. A soil chronosequence study of the Reno valley, Italy: Insights into the relative role of climate versus anthropogenic forcing on hillslope processes during the mid-Holocene. *Geoderma* 147, 97-107.
- Filippi, N., Sbarbati, L., 1994. *Note illustrative e legenda della Carta dei Suoli dell'Emilia Romagna*. Firenze S. EL. CA.
- Gobet, E., Tinner, W., Hochuli, P.A., van Leeuwen J.F.N., Ammann B., 2003. Middle to Late Holocene vegetation history of the Upper Engadine (Swiss Alps): the role of man and fire. *Vegetation History and Archaeobotany* 12, 143-163.
- Gobet, E., Tinner, W., Hubschmid, P., Jansen, I., Wehrli, M., Ammann, B., Wick, L., 2000. Influence of human impact and bedrock differences on the vegetational history of the Insubrian Southern Alps. *Vegetation History and Archaeobotany* 9, 175-187
- Goldberg, P., Berna, F., 2010. Micromorphology and context. *Quaternary International* 214, 56-62.
- Greguss, P., 1959. *Holzanatomie der europäischen Laubhölzer und Sträucher*. Akadémiai Kiado.
- Harsch, M.A., Hulme, P.E., McGlone, M.S., Duncan, R.P., 2009. Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecology Letters* 12, 1040-1049.
- Heinrich, I., Gärtner, H., 2008. Variation in tension wood of two broad-leaved tree species in response to different mechanical treatments: implications for dendrochronology and mass movement studies. *International Journal of Plant Sciences*, 169(7), 928-936.
- Holtmeier, F.K., Broll, G., 2007. Treeline advance –driving processes and adverse factors. *Landscape Online* 1, 1-33.
- Hurka, K., 2005. *Beetles of the Czech and Slovak Republics*. Nakladatelstvi, Koubourek, Zlin.
- Lang, A., 2003. Phases of soil erosion-caused colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena* 51, 209-221.
- Jacquot, C., 1955. *Atlas d'anatomie des bois de Conifères*. Centre technique du bois.
- Jacquot, C., Trénard, Y., Dirol, D., 1973. *Atlas d'anatomie des bois des Angiospermes (essences feuillues)*. Centre technique du bois.

- Kemp, R. A., 1998. Role of micromorphology in paleopedological research. *Quaternary International*, 51/52, 133-141.
- Körner, C., Paulsen, J., 2004. A world-wide study of high altitude treeline temperatures. *Journal of Biogeography* 31, 713-732.
- Kubiëna, W.L., 1953. *Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas*. F. Enke Verlag, Stuttgart.
- Losacco, U., 1949. La glaciazione quaternaria dell'Appennino Settentrionale. *Riv. Geogr. It.* 56(2), 90-152.
- Lowe, J.J., Davite, C., Moreno, D., Maggi, R., 1994. Holocene pollen stratigraphy and human interference in the woodlands of the Northern Apennines, Italy. *The Holocene* 4(2), 153-164.
- Marchetti, M., 2002. Environmental changes in the central Po Plain (northern Italy) due to fluvial modifications and anthropogenic activities. *Geomorphology* 44, 361-373.
- McRae, S.G., 1991. *Pedologia Pratica. Come studiare i suoli sul campo*. Zanichelli, Bologna.
- Ministero per le Politiche Agricole (1999), Approvazione dei "Metodi ufficiali di analisi chimica del suolo", Decreto Ministeriale del 13/09/1999, Gazz. Uff. Suppl. Ordin. n° 248 del 21/10/1999.
- Munsell® Color, 1994. *Munsell Soil Color Charts, Revised edition*. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation New Windsor NY.
- Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., van der Plicht, J., Thurner, A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 221-234.
- Osella, G., 1988. Ricerche faunistico-ecologiche sui Curculionidi (Coleotteri) di alcuni ambienti della val di Fiemme e delle Pale di San Martino. *Studi Trentini di Scienze Naturali* 64, 395-429.
- Panizza, M., Bettelli, G., Bollettinari, G., Carton, A., Castaldini, D., Pacente, S., Bernini, M., Clerici, A., Tellini, C., Vittorini, S., Canuti, P., Moisello, U., Tenti, G., Dramis, F., Gentili, B., Pambianchi, G., Bidini, D., Lulli, L., Rodolfi, G., Busoni, E., Ferrari, G., Cremaschi, M., Marchesini, A., Accorsi, C.A., Mazzanti, M., Francavilla, F., Marchetti, G., Vercesi, P.L., Di Gregorio, F., Marini, A. (Gruppo Ricerca Geomorfologia CNR), 1982. Geomorfologia del territorio di Febbio tra il M.Cusna e il F.Secchia (Appennino Emiliano). *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* 5, 285-360.
- Ponel, P., Court-Picon, M., Badura, M., Guiter, F., De Beaulieu, J.L., Andrieu-Ponel, V., Djamali, M., Leydet, M., Ganduin, E., Buttler, A., 2011. Holocene history of Lac des Lauzons (2180 m a.s.l.), reconstructed from multiproxy analyses of Coleoptera, plant macroremains and pollen (Hautes-Alpes, France). *The Holocene* 21(4), 565-582.
- Sageidet, B.M., 2009. Late Holocene land use at Orstad, Jæren, southwestern Norway, evidence from pollen analysis and soil micromorphology. *Catena* 78, 198-217.

- Schweingruber, F.H., 1990. Anatomie europäischer Hölzer. Anatomy of European woods. Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape research (WSL), Birmensdorf. Verlag Paul Haupt.
- Schweingruber, F.H., 1996. Tree Rings and Environment Dendroecology. Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research. Haupt, Bern.
- Soil Survey Staff, 2010. Keys to Soil Taxonomy. 11th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Stoops, G., 2003. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. SSSA, Madison WI.
- Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (edited by), 2010. Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Oxford.
- Talon, B., 2010. Reconstruction of Holocene high-altitude vegetation cover in the French southern Alps: evidence from soil charcoal. *The Holocene* 20(1), 35-44.
- Tinner, W., Ammann, B., Germann, P., 1996. Treeline fluctuations recorded for 12 500 Years by soil profiles, pollen, and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 28, 131-147.
- Tinner, W., Theurillat, J.P., 2003. Uppermost limit, extent and fluctuations of the timberline ecotone in the Swiss Central Alps during the past 11,500 years. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 35, 158-69.
- Tomaselli, M. (edited by), 1997. Guida alla vegetazione dell'Emilia-Romagna. Collana Annali Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali, Università di Parma.
- Touflan, P., Talon, B., Walsh, K., 2010. Soil charcoal analysis: a reliable tool for spatially precise studies of past forest dynamics: a case study in the French southern Alps. *The Holocene* 20(1), 45-52.
- Tripp, J.A., Higham, T.F.G., Hedges, R.E.M., 2004. A pretreatment procedure for the AMS radiocarbon dating of sub-fossil insect remains. *Radiocarbon* 46(1), 147-154.
- Van Vliet-Lanoë B., 2010. Frost action. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F., (edited by), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Oxford.
- Vescovi, E., Amman, B., Ravazzi, C., Tinner, W., 2010a. A new Late-glacial and Holocene record of vegetation and fire history from Lago del Greppo, northern Apennines, Italy. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 219-233.
- Vescovi, E., Kaltenrieder, P., Tinner, W. 2010b. Late-Glacial and Holocene vegetation history of Pavullo nel Frignano (Northern Apennines, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology* 160, 32-45.
- Watson, C.S., 1996. The vegetational history of the northern Apennines, Italy: information from three new sequences and a review of Regional vegetational change. *Journal of Biogeography* 23, 805-841.

6.9 Appendix 1

Soil analyses.

Soil profile	Horizon	Depth (cm)	Munsell color	Skeleton >2 mm (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	pH (H ₂ O)	Org. C (g/kg)
CUS1									
	A1	0-5	10YR 5/3	2.19	6.85	56.73	34.23	5.8	21.39
	A2	5-14	10YR 5/4	1.89	4.91	57.88	35.32	5.4	14.05
	AB	14-34	10YR 5/3	2.10	23.50	46.01	28.39	5.6	14.05
	2Bw	34-50	10YR 5/3	1.52	4.92	59.09	34.47	5.1	12.04
	3Bw1	50-65	10YR 4/4	1.12	3.96	52.41	42.52	4.7	24.75
	3Bw2	65-78	10YR 4/6	0.38	1.99	48.81	48.81	5.0	15.28
	3Btg	78-95	10YR 4/6	0.98	23.76	40.60	34.66	4.6	14.05
	3BC1	95-117	10YR 4/4	3.24	10.64	53.22	32.90	4.9	3.82
	3BC2	117-170+	10YR 4/4	5.37	47.31	26.50	20.82	4.9	3.82
CUS2									
	AC	0-26	10YR 4/2	3.00	16.49	52.38	28.13	5.5	20.63
	2B	26-50	7.5 YR 4/4	0.14	2.00	39.94	57.92	4.7	20.63
	2BC	50-75	7.5 YR 4/3	1.11	4.94	53.40	40.54	5.0	6.88
CUS3									
	O	0-7							
	A1	7-12	7.5 YR 4/3	10.78	29.44	42.83	16.95	4.8	24.09
	A2	12-35	7.5 YR 5/3	6.33	45.90	40.28	7.49	4.8	11.29
	AB	35-50	7.5 YR 4/4	4.69	46.70	36.22	12.39	4.8	13.50
	2Ab	50-53	7.5 YR 2/3	1.24	14.81	54.32	29.63	4.4	53.45
	2Bw	53-65	7.5 YR 4/4	4.43	34.41	40.14	21.03	4.5	29.36
	2Bt	65-85	7.5 YR 4/4	23.49	21.42	33.66	21.42	4.7	11.29
	2CBg	85-100+	7.5 YR 3/3	12.11	58.89	24.61	4.39	4.9	6.02
CUS4									
	O	0-5							
	A	5-50	7.5 YR 2.5/2	15.37	32.16	38.93	15.23	4.6	44.75
	AB	50-110	10 YR 3/2	6.43	30.88	37.43	25.26	6.5	7.72
	2Bt1	110-140	10 YR 3/4	1.73	8.84	48.15	41.27	5.9	22.37
	2Bt2	140-150	7.5 YR 3/4	1.95	8.82	49.03	40.20	6.0	14.66
	2Bt3	150-180	7.5 YR 4/4	2.13	8.81	48.94	40.13	5.8	10.03
	2BC	180-200+	10YR 4/3	7.76	13.84	46.12	32.28	5.9	3.86
CUS5									
	O	0-2							
	A	2-12	10YR 3/3	3.56	59.79	25.07	11.57	5.3	29.50
	AB	12-20	2.5Y 4/2	3.02	61.10	24.25	11.64	5.3	23.45
	B	20-33	2.5Y 3/3	7.37	50.95	25.01	16.67	5.2	19.67
	BC	33-42	2.5Y 3/3	19.35	55.65	16.94	8.07	5.2	17.40
	2B1	42-55	2.5Y 3/3	5.92	45.16	30.11	18.82	5.2	17.40
	2B2	55-75	2.5Y 3/3	4.80	44.74	32.37	18.09	5.2	16.64
	3Bw	75-85	10YR 3/3	1.53	27.57	35.45	35.45	4.9	52.96
	3BC	85-102	10YR 3/4	30.46	23.64	37.55	8.34	4.9	25.72
	3CB	102-110+	10YR 3/6	55.92	15.87	20.72	7.49	5.1	18.16
CUS6									
	O	0-3							
	A1	3-12	7.5 YR 4/3	1.25	9.88	79.99	18.76	5.5	46.06
	A2	12-30	10 YR 3/4	1.14	8.90	56.35	33.61	5.0	16.89
	AB	30-45	7.5 YR 4/4	2.09	5.87	56.79	35.25	4.8	13.05
	BA	45-64	10 YR 2/2	2.14	6.85	56.76	34.25	4.6	13.82
	2Ab	64-71	7.5 YR 4/6	1.10	11.87	42.53	44.51	3.9	110.55
	2Bt	71-82	10 YR 4/4	1.24	7.90	43.45	47.40	4.2	29.94
	2BC	82-94+	10 YR 4/4	2.39	5.86	47.83	43.92	4.6	15.35

CUS7									
A	0-21	10YR 4/2	13.23	16.49	46.86	23.43	6.0	25.33	
AB	21-32	10YR 4/2	4.88	12.37	53.27	29.49	5.7	21.50	
BC	32-40	10YR 4/3	4.58	4.77	54.39	36.26	5.4	27.64	
2Bt1	40-45	10YR 4/3	0.24	5.99	49.88	43.89	5.2	39.15	
2Bt2	45-55	10YR 4/4	0.70	7.94	47.66	43.69	5.3	36.08	
2Bt3	55-85	10YR 4/4	2.16	2.94	57.73	37.18	5.4	17.66	
2BtC	85-102	2.5YR 5/4	4.76	6.67	58.10	30.48	5.4	4.61	
2C	102+								
CUS8									
A	0-20	10YR 3/2	1.81	9.82	56.95	31.42	7.1	32.97	
BC1	20-50	10YR 3/2	2.87	11.66	69.93	15.54	6.9	13.89	
BC2	50-78	10YR 4/4	3.19	12.59	57.12	27.11	6.7	20.83	
2Bt	78-120+	10YR 4/3	4.25	14.36	47.88	33.51	6.7	13.12	
CUS9									
O	0-4								
A1	4-8	7.5 YR 4/3	4.96	48.47	32.31	14.26	4.3	47.78	
A2	8-15	7.5 YR 4/3	2.12	38.17	41.11	18.60	4.3	51.46	
AB	15-18	10 YR 4/4	27.39	36.31	23.96	12.34	4.2	52.19	
2Ab	18-22	5 YR 2/2	0.88	30.73	43.61	24.78	4.2	82.33	
2Bw1	22-28	7.5 YR 3/3	2.56	31.18	39.95	26.31	4.4	38.23	
2Bw2	28-38	7.5 YR 4/6	1.11	48.46	46.48	3.96	4.3	31.62	
2Bw3	38-55	10 YR 4/6	13.05	39.13	40.00	7.83	4.7	14.30	
2BC	55-70	10 YR 5/4	27.75	35.40	28.18	8.67	4.9	9.79	
2CB	70-105+	10 YR 6/4	32.61	41.11	19.54	6.74	5.0	7.53	

6.10 Appendix 2

Micromorphological features of the analyzed thin sections. Fine material: clay and fine silt; l. p.: lower part; u.p.: upper part; abundance: very dominant: >70%; dominant: 50-70%; frequent: 30-50%; common: 15-30; few: 5-15%; very few: <5%.

Sample	CUS1 AB (23-33 cm)	CUS1 2Bw (39-49 cm)	CUS1 3Bw1-3Bw2 (59-69 cm)
Microstructure	Complex, granular/subangular blocky	Complex, granular/subangular blocky	Complex, subangular blocky/channel
Aggregates	Granular	Granular, subangular blocky	Subangular blocky
Porosity	Frequent vughs	Frequent vughs	Very few
c/f limit - c/f ratio	10 µm - 50/50	10 µm - 20/80	5 µm - 25/75
c/f related distribution	Close porphyric	Double-spaced porphyric	Single-spaced porphyric
Mineral fragments	Common subrounded claystones	Few rounded claystones and subrounded sandstones	Frequent rounded claystones
Fine material	Grey-brownish speckled	Yellowish-brown speckled-cloudy	Reddish-brown cloudy
b-Fabric	Stipple speckled, yellowish-grey	Stipple speckled (locally grano-porostriated), yellowish-grey	Stipple speckled and grano-porostriated (locally striated), reddish-brown
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few plant residues (roots)
Pedofeatures	Very few alteromorphic black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; few matrix infillings	Very few alteromorphic black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; few matrix infillings	Very few alteromorphic black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few clay coatings and coalescent excrements
	CUS1 3Btg (85-95 cm)	CUS1 3BC1 (105-115 cm)	CUS1 3BC2 (158-168 cm)
Microstructure	Subangular blocky	Channel	Intergrain microaggregates
Aggregates	Very dominant subangular blocky	Very dominant subangular blocky	Very few granular
Porosity	Few - very few	Few - very few	Common complex packing voids
c/f limit - c/f ratio	5 µm - 15/85	5 µm - 25/75	5 µm - 80/20
c/f related distribution	Open porphyric	Double-spaced porphyric	Fine close enaulic
Mineral fragments	Few subrounded claystones and sandstones	Few (locally frequent) rounded claystones and subrounded sandstones	Common subangular-rounded claystones
Fine material	Brown (yellowish in the u.p.) speckled-cloudy	Reddish-brown cloudy	Yellowish-brown, cloudy (grey in the upper part)
b-Fabric	Stipple speckled, reddish-brown (locally striated, yellowish-grey in the u.p.)	Stipple speckled, yellowish-grey	Stipple speckled, yellowish-grey (grey in the u.p.)
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots)
Pedofeatures	Very few alteromorphic black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few clay infillings-crescents, depletion coatings and matrix infillings	Very few alteromorphic black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few clay infillings-crescents and matrix infillings	Very few typic nodules of Fe-Mn; very few clay coatings; few matrix infillings
	CUS3 AB-2Ab (45-55 cm)	CUS3 2Bw (55-65 cm)	CUS3 2Bt (68-78 cm)
Microstructure	Primary granular, secondary angular blocky	Complex, granular/subangular blocky	Subangular blocky
Aggregates	Dominant-common granular, dominant angular blocky	Dominant subangular blocky, common granular	Dominant subangular blocky
Porosity	Common complex packing voids	Frequent complex packing voids	Frequent linear planar voids
c/f limit - c/f ratio	5 µm - 10/90 (40/60 in the u.p., locally up to 70/30)	5 µm - 10/90	10 µm - 20/80
c/f related distribution	Open porphyric (fine open enaulic in the u.p.)	Open porphyric	Open porphyric
Mineral fragments	Frequent subrounded claystones	Very few rounded claystones and sandstones	Few rounded claystones
Fine material	Brown speckled (brown-yellowish in the l.p.)	Reddish-brown cloudy	Reddish-brown cloudy
b-Fabric	Stipple speckled, brown-yellowish brown (stipple speckled greyish-dark reddish in the l.p.)	Stipple speckled and grano-porostriated, reddish-brown	Striated and grano-porostriated, reddish-brown
Vegetal material	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few charcoals
Pedofeatures	Very few alteromorphic black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few discontinuous fabric infillings and fabric hypocoatings	Very few alteromorphic black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; one clay infilling; frequent matrix infillings	Very few alteromorphic black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few clay coatings-infillings and fabric hypocoatings; few matrix infillings
	CUS4 A (37-47 cm)	CUS4 2Bt1-2Bt2 (134-144 cm)	CUS4 2Bt3 (152-162 cm)
Microstructure	Intergrain microaggregates	Complex, vughy/channel (channel in the l.p.)	Complex, subangular blocky/channel
Aggregates	Few granular	Very dominant subangular blocky	Very dominant subangular blocky
Porosity	Dominant complex packing voids	Few - very few	Few - very few
c/f limit - c/f ratio	10 µm - 75/25	5 µm - 25/75 (10/90 in the lower part)	5 µm - 15/85
c/f related distribution	Fine close enaulic	Double-spaced porphyric (open porphyric in the l.p.)	Open porphyric
Mineral fragments	Frequent subangular claystones and sandstones	Few rounded claystones	Few subangular-subrounded claystones
Fine material	Brown speckled	Reddish-brown cloudy	Reddish-brown (yellowish-brown in the l.p.) cloudy
b-Fabric	Stipple speckled, dark brown	Stipple speckled and porostriated, reddish-brown (mosaic speckled and grano-porostriated, yellowish-brown in the lower part)	Striated and grano-porostriated, reddish-brown (mosaic speckled and grano-porostriated, yellowish-brown in the lower part)

Vegetal material	Very few plant residues (roots)	Very few partially burned wood fragments	Very few partially burned wood fragments
Pedofeatures	Very few typic nodules of Fe-Mn; one fragmented clay infilling; very few depletion coatings and matrix infillings	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few clay coatings-crescents and fabric hypocoatings; few matrix infillings	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few clay coatings-crescents and fabric hypocoatings; few matrix infillings
CUS6 BA (50-60 cm)			
CUS6 2Ab (62-72 cm)			
CUS6 2Bt-2Bc (75-85 cm)			
Microstructure	Granular	Granular	Complex, subangular blocky/channel
Aggregates	Dominant granular	Very dominant granular	Dominant blocky, frequent granular
Porosity	Common complex packing voids	Frequent complex packing voids	Few - very few
c/f limit - c/f ratio	10 μm - 40/60	5 μm - 5/95	5 μm - 5/95
c/f related distribution	Fine single-spaced enaulic, locally double-spaced porphyric	Open enaulic	Open porphyric
Mineral fragments	Frequent subrounded claystones	Very few rounded claystones and sandstones	Very few rounded claystones and subangular sandstones
Fine material	Brown opaque	Brown-reddish speckled	Brown-yellowish speckled (yellowish cloudy in the lower part)
b-Fabric	Stipple speckled, locally granostriated, brown-reddish	Stipple speckled, grey	Stipple speckled and grano-porostriated, brown-yellowish brown (stipple speckled, striated-granostriated, yellowish-greyish in the l.p.)
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few charcoals
Pedofeatures	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few fragmented clay infillings and fabric hypocoatings; frequent matrix infillings	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few matrix infillings	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few typic clay and silt coatings and matrix infillings
CUS7 2Bt1-2Bt2 (40-50 cm)			
CUS7 2Bt3-2BtC (75-85 cm)			
CUS8 2Bt (95-105 cm)			
Microstructure	Complex, granular/subangular blocky	Subangular blocky in the upper part, channel in the lower part	Channel
Aggregates	Dominant granular, frequent subangular blocky	Very dominant subangular blocky	Very dominant subangular blocky
Porosity	Dominant complex packing voids	Few - very few	Few - very few
c/f limit - c/f ratio	5 μm - 10/90	5 μm - 5/95 (30/70 in the upper part)	5 μm - 10/90
c/f related distribution	Open porphyric	Open porphyric (double-spaced in the l. p.)	Open porphyric
Mineral fragments	Very few subrounded claystones and sandstones	Common subangular-subrounded sandstones	Very few subrounded claystones and sandstones
Fine material	Reddish-brown speckled-cloudy	Yellowish-brown (greyish in the l.p.) cloudy	Yellowish-brown opaque
b-Fabric	Stipple speckled (locally striated in the l.p.), reddish-grey	Crosstriated and grano-porostriated, yellowish-grey	Striated and grano-porostriated, dark yellowish-grey
Vegetal material	Very few plant residues (roots)		
Pedofeatures	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few clay infillings; few matrix infillings	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few clay infillings and clay crescent; very few fabric hypocoatings; few matrix infillings	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few silt-clay coatings, clay coatings and fabric hypocoatings; few matrix infillings
CUS9 2Ab-2Bw1 (17-27 cm)			
CUS9 2Bw2 (27-37 cm)			
CUS9 2Bc-2Cb (65-75 cm)			
Microstructure	Primary granular, secondary subangular blocky	Complex, pellicular-intergrain microaggregate	Pellicular (subangular blocky in the u.p.)
Aggregates	Dominant granular, locally subangular blocky; secondary subangular blocky	Common crumbs, frequent granular	Very dominant subangular blocky
Porosity	Few - very few	Common complex packing voids	Common complex packing voids
c/f limit - c/f ratio	5 μm - 40/60	5 μm - 60/40	5 μm - 75/25 (25/75 in the u.p.)
c/f related distribution	Fine double-spaced enaulic	Chitonic/fine double-spaced enaulic	Chitonic/gefuric (double-spaced porphyric in the u.p.)
Mineral fragments	Few rounded claystones	Frequent euhedral unaltered quartz grains	Dominant subangular sandstones
Fine material	Yellowish-brown speckled	Grayish-brown stipple speckled	Grayish-brown speckled
b-Fabric	Stipple speckled, brown	Granostriated, grey	Granostriated, grey
Vegetal material	Very few plant residues (roots)		
Pedofeatures	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn; very few fabric hypocoatings	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn	Very few alteromorphous black-reddish and typic nodules of Fe-Mn

Capitolo 7

Holocene environmental history at the treeline in the Northern Apennines: a micromorphological approach

Chiara Compostella¹, Guido Mariani, Luca Trombino^{1,2}

1 Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio", Università degli Studi di Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy

2 IDPA - Istituto Dinamica Processi Ambientali, CNR Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy

Corresponding author: Chiara Compostella, e-mail: chiara.compostella@unimi.it

Corresponding Author: Chiara Compostella

Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio", Università degli Studi di Milano Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano, Italy. E-mail chiara.compostella@unimi.it Tel: +39 0250315499 Fax +39 0250315494

To be submitted to "The Holocene"

7.1 Abstract

The aim of this work is to assess how the micromorphological approach can provide information in paleoenvironmental study, in areas where paleosols are available as proxy archives. Nine soil profiles were opened and described across the treeline, between 1723 and 1860 m, on Mt. Cusna slope (2121 m a.s.l., Northern Apennines, Italy); undisturbed samples from selected soil horizons were collected through Kubiëna boxes.

From field observations it was possible to divide all the profiles into two main units: the upper one, constituted of the recent soil of colluvial origin and the deeper one, consisting of the underlying buried, more developed paleosol.

Thin sections gave detailed information about the nature and the origin of both pedological units. We could reconstruct four principal phases of paleosol development: a first period of temperate climate with contrasted seasons, followed by a decrease in seasonality, a successive decrease of forest cover and a last phase during which the soil experienced frost action under the effect of a colder climate. The following deposition of

colluvium seems to be very recent (historical time). We could identify multiple colluvial layers and determine the origin of the colluvial material, from dismantled soils similar to the pre existing paleosol.

In conclusion, micromorphological approach represents a powerful tool in multidisciplinary paleoclimate and paleoenvironmental study, due to the high level of resolution in outlining the successive phases of soil evolution.

7.1.1 Key words

Colluvium; micromorphology; paleoenvironment; paleosols; soil thin sections; treeline fluctuations.

7.2 Introduction

Reconstructing past environments is a complex task. To build their hypotheses with highest accuracy, researchers need to get the largest quantity of data available, provided from multiple natural archives. Among these, soil is a proxy able to store detailed evidence of environmental changes for long periods of time. The fundamental role of paleopedology in Quaternary studies is indeed widely acknowledged (Yaalon, 1971; Fedoroff *et al.*, 1990; Kemp, 1999).

At the same time, the appearance of new standards in description systems during the last few decades together with more precise analytic techniques have made micromorphology of soil thin sections a useful instrument in a growing number of fields. Examples come from sedimentology (see Bertran and Texier, 1999), hydrology (Clegg *et al.*, 1999), mineralogy of weathering (Mulyanto and Stoops, 2003), etc. Moreover, micromorphology plays a leading role in the archeological research, where study of thin sections is consolidated practice for both the characterization of a single site (e.g. Cremaschi and Trombino, 1999; Goldberg and Berna, 2010) and the reconstruction of human influence on larger areas (e.g. Trombino, 2007; Delhon *et al.*, 2009; Sagedeit, 2009). Another common application is in outlining the geomorphological history of a site through the evidence left into paleosols (as highlighted in: Kemp, 1998; Kühn, 2003; Cremaschi and Negrino, 2007; Zerboni *et al.*, 2011).

In increasing occasions then, micromorphological analysis is applied to projects aimed to reconstruct past climatic change in a natural context. Usually the observed material consists of terrestrial sedimentary sequences such as lacustrine varves or peat levels (Ringberg and Erlström, 1999; Cruise *et al.*, 2009), instead of real soils. Often, rather than operating a comprehensive analysis, they concentrate on single diagnostic features linked to specific phenomena, for example deposition of calcite or gypsum (Khokhlova *et al.*, 2001; Mees, 2003; Retallack, 2005). In fact, actual multidisciplinary studies on paleoenvironment involving micromorphology of paleosols are unfrequent, mostly because of the relative rarity of this kind of archive. The major part of such studies focuses on soil-loess sequences, due to their wide distribution and diagnostic value (for a detailed analysis see: Kemp, 1999), but aside from those literature provides specific/single cases (e.g. Cremaschi and Trombino, 1998; Muggler and Buurman, 2000; Scarciglia *et al.*, 2003; Magliulo *et al.*, 2006; Tsai *et al.*, 2007; Srivastava *et al.*, 2010). Therefore, the aim of this work is to assess how the micromorphological approach can

provide help in reconstructing environmental change in areas where paleosols are available as proxy archives. Specifically, this study is part of a larger multidisciplinary project on Holocene dynamics in the Northern Apennines (Italy) [cap. 6], in which were employed techniques from soil science, dendrochronology, entomology and anthracology.

7.3 Materials and methods

7.3.1 Study area

The study was conducted on the north-facing slope of Mt. Cusna (2121 m a.s.l.; Fig. 7.1), second highest peak of the Northern Apennines (Italy). The climate is sub-mediterranean with abundant and well distributed precipitations (2000 mm yr^{-1} ; Filippi and Sbarbati, 1994; Rossetti, 1988), with summer minimum. Mean annual temperatures range from 8.8°C (Ligonchio, 928 m a.s.l., $44^\circ 31' \text{N}$ - $10^\circ 35' \text{E}$) to 2.2°C (Mt Cimone, 2165 m a.s.l., $44^\circ 21' \text{N}$ - $10^\circ 70' \text{E}$; for both stations observation period 1961-1990).

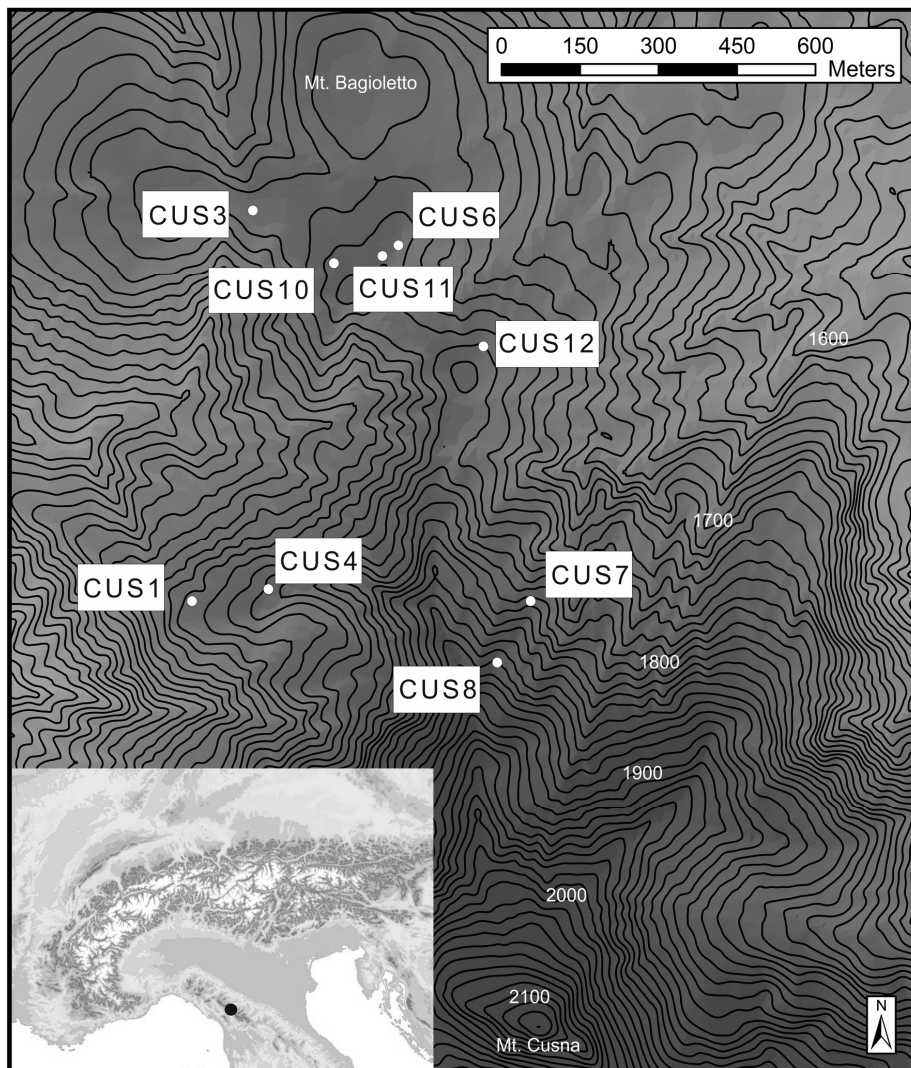


Fig. 7.1: Study area and location of the investigated profiles.

The area is mainly composed of claystones and siltstones originated from terrigenous deep-sea turbiditic deposits. Rare limestones can also appear (Bortolotti, 1992; SGSS, 2007a,b). During the Last Glacial Maximum the Mt. Cusna glacier covered the entire area (Losacco, 1949); its progressive disappearance during the transition to the Holocene left abundant glacial and periglacial deposits, which mainly formed the present landscape (Panizza *et al.*, 1982). The most important active processes today are mass movements and gully/stream erosion. Anthropogenic activity, especially livestock grazing, has also a significant impact on landscape (Panizza *et al.*, 1982).

Vegetation is composed by deciduous beech (*Fagus sylvatica*) forest with the treeline located at 1730 m. The areas above are occupied for the most part by *Vaccinium*-dominated heathland and acid pastures with *Nardus* and *Brachypodium* species (Tomaselli, 1997).

Entisols, Spodosols and Inceptisols (Soil Survey Staff, 2010) can be observed up to 1900 m; in the uppermost area, weakly developed humiferous and desaturated soils occur (Filippi and Sbarbati, 1994). Colluvium-buried paleosols characterize an ancient surface, the Mt. Cusna paleosurface, extensively glacialized during the glacial maxima, subjected to soil evolution and finally buried during the Holocene (Bernini *et al.*, 1978; Panizza *et al.*, 1982).

The first traces of human settlements in the area belong to mesolithic hunters, between the Boreal and Atlantic period (Castelletti and Cremaschi, 1975; Biagi *et al.*, 1980; Panizza *et al.*, 1982; Cremaschi *et al.*, 1984). After this period, evidence was found of occasional frequentation during the Subboreal period, Iron Age and Roman Age. The first written documents of stable activities date back to the High Middle Ages (Panizza *et al.*, 1982).

7.3.2 Methods

Nine soil profiles were opened and described across the treeline, in a range of altitudes between 1723 and 1860 m (Table 7.1 and Fig. 7.2). Sites were chosen to comprise different conditions for vegetation, lithology and geomorphological settings (slope inclination in particular).

Soil profile	Elevation (m a.s.l.)	Aspect (°N)	Slope (°)	Parent material	Vegetation	Coordinates
CUS1	1723	297	10	Claystones	Natural forest	44° 17' 45.25" N - 10° 22' 57.42" E
CUS3	1745	-	0	Claystones	Grassland and shrubs	44° 18' 11.63" N - 10° 23' 3.84" E
CUS4	1752	290	22	Claystones	Grassland	44° 17' 46.11" N - 10° 23' 4.61" E
CUS6	1765	128	6	Claystones	Grassland and shrubs	44° 18' 9.14" N - 10° 23' 17.47" E
CUS12	1760	37	11	Claystones	Grassland and shrubs	44° 18' 2.33" N - 10° 23' 25.46" E
CUS10	1762	314	9	Claystones	Grassland and shrubs	44° 18' 8.02" N - 10° 23' 11.66" E
CUS11	1767	16	7	Claystones	Grassland and shrubs	44° 18' 8.41" N - 10° 23' 16.67" E
CUS7	1804	10	29	Claystones	Grassland and shrubs	44° 17' 44.98" N - 10° 23' 29.40" E
CUS8	1860	19	18	Marlstones	Grassland and shrubs	44° 17' 40.90" N - 10° 23' 26.15" E

Table 7.1: Main features of the investigated soil profiles.

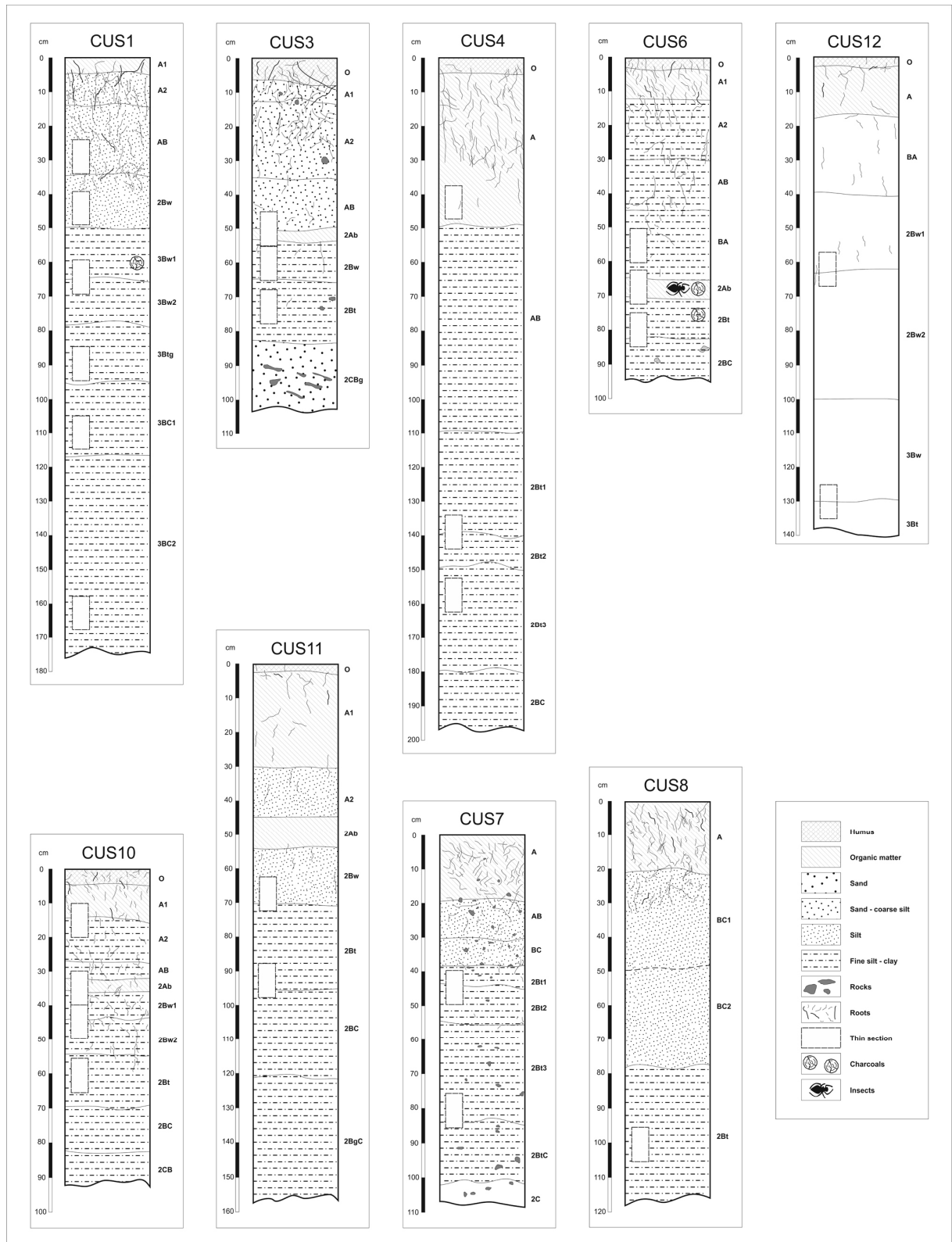


Fig. 7.2: Sketches of the investigated soil profiles.

Undisturbed samples for each profile were collected through Kubiëna boxes from selected horizons. Soil thin sections were prepared on covered glass slides from undisturbed samples through impregnation with epoxy resin (polystyrene). Thin sections were described with the help of a petrographic microscope (Olympus BX41) at 20-400x magnifications, in plane and cross polarized light and incident light. The description followed Stoops (2003); interpretation was mostly based on Douglas and Thompson (1985) and Stoops *et al.* (2010).

7.4 Results

Total thickness of all studied profiles ranged between 70-200 cm (Fig. 7.2 and Appendix 1). From field observations it was possible to divide every profile into two main units (Fig. 7.3): the upper unit, constituted of the superficial (i.e. recent) soil of colluvial origin and the deeper unit, constituted of the underlying buried (i.e. older) more developed soil (i.e. paleosol).

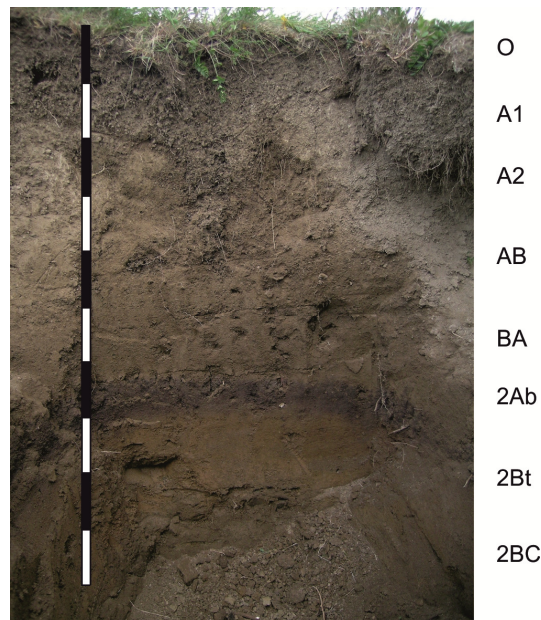


Fig. 7.3: Typical bisequence (profile CUS6, 1765 m a.s.l.)

7.4.1 Field observations

The upper unit had a variable thickness ranging from 30 up to 110 cm (Fig. 7.2 and Appendix 1). It was composed by one or more A horizons, underlain by AB horizons (absent in profiles CUS8, CUS11). In the profile located at the lowest height (CUS1, 1723 m), just below the treeline, a weakly developed B horizon was also observed. Field descriptions of the horizons of the upper unit showed recurring characteristics: they contained few weakly weathered rock fragments above 2 mm (around 10%, sometimes less), and showed very low chroma (2 to 3 wet); texture was silty/loamy, usually more clayey with depth.

The deeper unit was characterized by a sequence of 2B horizons with increasing degree of development. At its top were found one or more moderately developed 2Bw horizons (absent in profiles CUS4, CUS6, CUS8),

silty/loamy or more clayey, with rare coarse fragments; structure was always blocky, but variable in size and development; colour possessed an higher chroma than above (3 to 4 wet). The lowest part of the unit was composed by well developed 2Bt horizons with clay illuviation features; they showed a well defined aspect in the field: texture was always at least partly clayey and structure always blocky, coarse material was generally rare, and colour had the highest chroma in the profile (usually 4 wet, sometimes up to 6).

The base of the profile was usually marked by a clear contact with the substrate, often fragmented in centimetric blocks; in some profiles (CUS1, CUS3, CUS11) the passage between soil and bedrock was gradual, with a dark, clayey saprolite forming 2BC intergrades below the 2Bt horizon.

Finally, in four profiles localized in the leveler areas (CUS3, CUS6, CUS10, CUS11) a 2Ab horizon was present at the top of the deeper unit: its colour had the lowest value (2 to 3 wet), looking very dark-blackish, and presented a very loose fine structure with almost no coarse material; it also contained few macroscopic charcoals (519 mg kg^{-1}) [cap. 6].

7.4.2 Micromorphology

Thin sections gave a better understanding of the nature of both pedological units, and in general increased the level of complexity of the profiles (Table 7.2, Fig. 7.4 and Appendix 2).

In the upper unit, one the main constituents of the fabric were weakly sorted coarse rock fragments (Fig. 7.4a), which in one case (CUS4) showed an horizontal orientation pattern derived from transport: this could possibly indicate the presence of stonelines localized inside the unit. In another case (CUS12) a deeper horizon attributed in the field to the buried unit was later assigned to the colluvial unit because of difference in composition of coarse material (sandstones in this horizon, claystones below). Another important component is represented by allocthonous soil rounded fragments (i.e. pedorelicts *sensu* Brewer, 1976) with a higher degree of pedogenesis (Fig. 7.4b). They could be found isolated or represented the dominant fabric unit in the groundmass (CUS6, CUS10): in this case their aspect was very similar to horizons from the buried unit (e.g.: CUS10 2Bw; Fig. 7.4c). Proportions between these two main components varied at different depths and profiles, forming different microstructures: intergrain microaggregate when rock fragments prevailed, granular to subangular blocky (in AB horizons) in the other case. Fine material generally showed a brown or more greyish colour, with a speckled limpidity and a weak stipple speckled b-fabric h.

Porosity was high (voids were usually common or frequent) as an effect of both transport and biological activity: bioturbation was frequent (fabric hypocoatings and matrix infillings, the latter found in every section, represented passage features) and areas of star shaped vughs could appear in the more developed AB horizons (CUS1, CUS6). Other pedofeatures were quite rare, usually limited to small and possibly anorthic Fe-Mn nodules with boundaries sharpened by transport; fragmented clay coatings (i.e. papulae *sensu* Brewer, 1976) were also present (CUS4, CUS6).

profile	horizon	Microstructure	porosity pattern	coarse mineral fraction and weathering	b-fabric	charcoals	amorphous nodules shape and boundary	textural coating limpidity and grain size / internal fabric	fabric pedofeatures	pedorelics (<i>sensu</i> Brewer, 1976)
CUS1	AB	granular/subangular blocky	vughs, packing voids	common weak./mod. w. claystones	stipple speckled	-	rounded/irregular sharp/clear	-	-	-
	2Bw	granular/subangular blocky	star shaped vughs, channels	few mod. w. sandstones/claystones	stipple speckled locally granostriated	+	rounded/irregular sharp/clear	-	-	-
	3Bw1-3Bw2	subangular blocky/channel	channels, planes	frequent str. w. claystones	stipple speckled grano-porostriated locally striated	-	rounded/irregular sharp/clear	dusty clay microlaminated	-	-
	3Btg	subangular blocky	planes, channels, vughs	few mod. w. sandstones/claystones	stipple speckled striated (up)	-	rounded/irregular sharp/clear	limpid/dusty clay microlaminated	Fe-Mn depletion hypocoatings	-
	3BC1	channel	planes, vughs, channels	few str. w. sandstones/claystones	stipple speckled	-	rounded sharp	limpid/dusty clay microlaminated	-	clayey aggregates
	3BC2	intergrain microaggregate	packing voids	common weak./mod. w. claystones	stipple speckled	-	rounded/irregular clear	limpid/dusty clay laminated	-	-
CUS3	AB-2Ab	granular	packing voids, parallel/perpendicular planes	frequent weak. w. claystones	stipple speckled	+	rounded sharp	-	compaction hypocoatings	clayey aggregates
	2Bw	granular/subangular blocky	packing voids, channels, planes	very few weak./mod. w. sandstones/claystones	stipple speckled grano-porostriated	+	subrounded sharp	dusty clay microlaminated	-	-
	2Bt	subangular blocky	planes, channels	few var. w. claystones	striated grano-porostriated	+	subrounded sharp/clear	impure clay non-microlaminated	reorientation hypocoatings	-
CUS4	A	intergrain microaggregate	packing voids	frequent weak. w. horizontal sandstones/claystones	stipple speckled	-	rounded sharp	-	-	clayey aggregates
	2Bt1-2Bt2	vughy/channel	channels, star shaped vughs, planes	few weak./mod. w. claystones	stipple speckled grano-porostriated	+	rounded/irregular sharp/clear	limpid/dusty clay nonlaminated	reorientation hypocoatings	-
	2Bt3	subangular blocky/channel	channels, planes	few mod. w. claystones	striated grano-porostriated	+	rounded/irregular sharp/clear	limpid/dusty clay microlaminated	reorientation hypocoatings	-
CUS6	BA	granular	packing voids, channels	frequent weak. w. claystones	stipple speckled locally granostriated	-	subrounded sharp	-	compaction hypocoatings	fragmented clay coatings
	2Ab	granular	packing voids, parallel/perpendicular planes	very few str. w. sandstones/claystones	stipple speckled	+	subrounded/irregular sharp	-	-	-
	2Bt-2BC	subangular blocky/channel	vughs, planes	very few weak./str. (lp) w. sandstones/claystones	stipple speckled grano-porostriated striated (lp)	-	subrounded/irregular clear	clay and silt non-microlaminated	-	-
CUS7	2Bt1-2Bt2	granular/subangular blocky	packing voids, planes (lp)	very few var. w. sandstones/claystones	stipple speckled locally striated (lp)	-	subrounded sharp	impure clay nonlaminated	-	clayey aggregates, fragmented clay coatings
	2Bt3-2BtC	subangular blocky channel (lp)	channels, planes	common str. w. sandstones	cross-striated grano-porostriated	-	rounded sharp/clear	limpid/dusty clay microlaminated	reorientation hypocoatings	-
CUS8	2Bt	channel	channels, planes	very few mod. w. sandstones/claystones	striated grano-porostriated	-	subrounded sharp/clear	clay and silt nonlaminated, dusty clay microlaminated	reorientation hypocoatings	-
CUS10	A1-A2	granular (up) subangular blocky	packing voids, planes, channels	common/few (lp) mod. w. claystones	stipple speckled	+	subrounded sharp	-	-	-

AB-2Ab	granular	packing voids, parallel/perpendicular planes	very few mod. w. claystones (up)	stipple speckled	+	subrounded sharp	-	compaction hypoc coatings	-	
2Bw1-2Bw2	granular/subangular blocky	packing voids, planes, channels, vughs	very few mod. w. claystones	stipple speckled granostriated (lp)	+	rounded/irregular clear	clay and silt nonlaminated	-	-	
2Bt	subangular blocky	vughs, planes, channels	few mod. w. claystones	stipple speckled	-	rounded/irregular clear	clay and silt nonlaminated, dusty clay microlaminated	-	-	
CUS11	2Bw-2Bt	granular	packing voids, channels, star shaped vughs	frequent mod. w. sandstones/claystones	stipple speckled	-	subrounded sharp, irregular clear	-	compaction hypoc coatings	-
	2Bt-2BC	subangular blocky	planes, channels	few var. w. claystones (lp)	stipple speckled granostriated locally striated	-	rounded/irregular sharp/clear	dusty clay microlaminated	reorientation hypoc coatings	-
CUS12	2Bw1-2Bw2	intergrain microaggregate	packing voids, channels	common mod. w. horizontal claystones	stipple speckled	-	rounded clear	-	-	-
	3Bw-3Bt	granular (up) subangular blocky	star shaped vughs (up), packing voids, channels, planes	common/very few (lp) weak. w. claystones	striated granostriated	-	rounded clear	impure clay microlaminated	reorientation hypoc coatings	-

Table 7.2: Micromorphological features of the analyzed thin sections. lp: lower part; up: upper part; abundance: very dominant: >70%; dominant: 50-70%; frequent: 30-50%; common: 15-30%; few: 5-15%; very few: <5%.

The deeper unit proved to be more complex than the one above it. The 2Ab horizon (found at the top of this unit in profiles CUS3, CUS6, CUS10, and not sampled in CUS11) is micromorphologically characterized by a very fine granular microstructure, with granules size of 40-80 μm and a general scarcity of any other constituents except charcoals and nodules (Fig. 7.4e). Its most important features were related to voids (Fig. 7.4d), in particular a pattern of parallel-perpendicular planes and the presence of vertical wedges at the upper interface (CUS6); in one case (CUS3) this pattern of planes was expressed enough to form a secondary angular blocky microstructure, and into one of the biggest fissures (a few millimeters wide) were found clayey pedorelicts (*sensu* Brewer, 1976) with fabric similar to horizons from the buried unit (e.g.: CUS6 2Bt). Other pedofeatures except for subrounded Fe-Mn nodules with sharp boundaries seemed to be lacking. These features, and particularly the almost absence of coarse rock fragments, mark a strong discordance from both the upper unit and the rest of the buried unit and suggest a different origin for this horizon, which shall be discussed separately. The 2Bw horizons sampled in the deeper unit presented various microstructures with different degrees of porosity: from granular/blocky structures rich in star shaped vughs to more expressed blocky structures (Fig. 7.4c). Fine material turned to a more reddish or yellowish colour and to a cloudy limpidity; b-fabric was better expressed, often granostriated or porostriated. In some cases very few charcoals were found (CUS1, CUS3, CUS10). Fe-Mn nodules shared the same characteristics of the horizons below.

These features became more accentuated in the 2Bt horizons. They showed blocky or channel microstructures. Porosity was generally reduced than in the horizons above, usually with few or very few voids. Fine material showed a high degree of pedogenesis, with well expressed reddish-brown or yellowish-brown colours and cloudy limpidity. B-fabric was usually striated and associated with argilloturbation (shrink and swell) features as reorientation hypoc coatings (Fig. 7.4h,i). These features lacked in CUS1, CUS6, CUS10: the first showed

instead redoximorphic features as changes in colour and Fe-Mn depletion hypocoatings; in the other two b-fabric was also less expressed. 2Bt horizons were also the most rich in pedofeatures. Except for the ones already mentioned, Fe-Mn nodules were more recurrent (though always very few) and showed different shapes, from subrounded or rounded to more irregular: shape was related to profiles and not to different depths within the single profile; their boundary was in general more shaded than colluvium and 2Ab horizons.

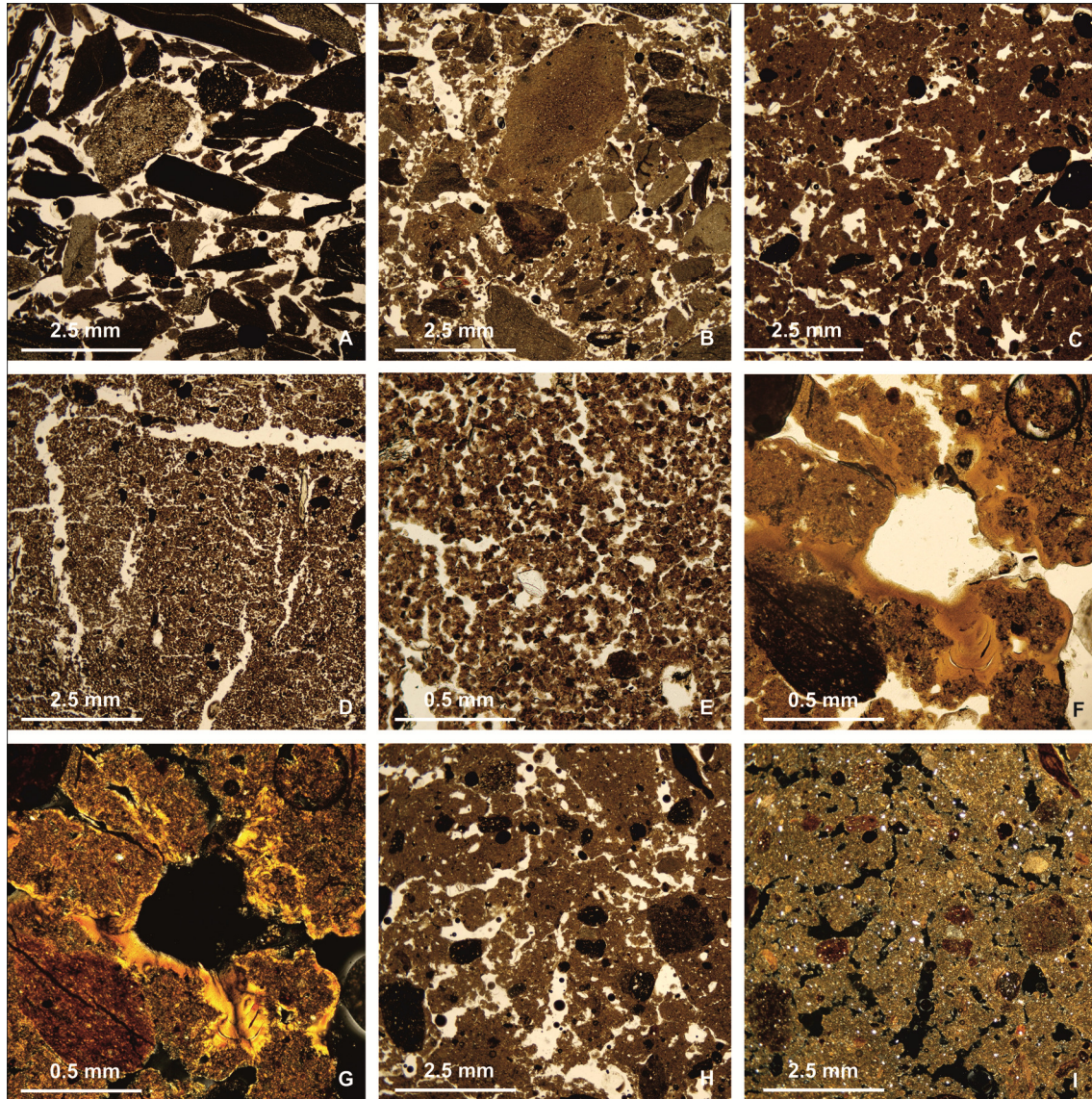


Fig. 7.4: Photomicrographs of some micromorphological features from soils and paleosols. a) Dominant coarse rock fragments in A horizon of superficial soil unit (CUS4 – 20x, PPL). b) Coarse rock fragments and pedorelicts in AB horizon of superficial soil unit (CUS1 – 20x, PPL). c) Blocky microstructure in 2Bw horizon (CUS10 – 20x, PPL). d) Typical pattern of 2Ab horizons, with planes and vertical wedges (CUS10 – 20x, PPL). e) Very fine granular microstructure of 2Ab horizons (CUS10 – 100x, PPL). f) Microlaminated limpid clay coatings in 3Btg horizon (CUS1 – 100x, PPL). g) Same field as previous in XPL. h) Argilloturbation in 2Bt horizon (CUS7 – 20x, PPL). i) Same field as previous in XPL, with striated b-fabric.

Textural pedofeatures showed variability in many profiles. Clay coatings were present in every profile: microlaminated ones were always present and occupied the lowest part of the profiles; nonlaminated ones (absent in CUS1, CUS11, CUS12) were located above them or at the same depth, never below (Fig. 7.4f,g). In

CUS1, the last 2BC2 horizon showed coatings with wider laminations. Nonlaminated coarse coatings also appeared in some profiles (CUS6, CUS8, CUS10), always located above both other nonlaminated and microlaminated coatings.

In every section, at least part of the coatings showed a shaded boundary with the rest of the groundmass: this was taken as a sign of incorporation of those coatings.

7.5 Discussion

7.5.1 Upper unit

In the field this unit showed in general a very uniform aspect, weakly structured and with relevant quantities of coarse rock fragments. The latter decreased with depth, in “more developed” AB horizons, also showing increase of chroma and more clayey textures. These characteristics seemed to assess the nature of this unit as a shallow event of colluvium, overlying a more developed soil, which was interested after its deposition by *in situ* pedogenesis, apparently uniform in the whole area.

In thin section however, all horizons, including the “more developed” AB ones, show the characteristics of a mass-transported soil (Fedoroff et al., 2010) with only very weak signs of pedogenesis acting after deposition. Colour of thin sections, as well as degree of porosity and b-fabric, show very light pedogenetic development, while star shaped vughs in AB horizons can be attributed both to mechanical compaction and pedogenesis (Aurousseau et al., 1985; Fedoroff et al., 2010). On the contrary, thin sections groundmass put in light a high proportion of subrounded to subangular pedorelicts (*sensu* Brewer, 1976), showing an internal fabric corresponding to those of the underlying 2Bw horizons: the morphology of these pedorelicts can indicate their provenience from dismantled soils similar to the paleosols of the buried unit. In this light, the presence of pre-altered material (Stoops, 1989) inherited from the slope, could explain the apparent development of some horizons at the field observation level, while the present day pedogenesis on the upper unit resulted less effective, by either its weakness or its short time of action, possibly both.

Moreover, in two profiles (CUS4, CUS12) the upper unit seemed to be constituted by multiple colluvial layers deposited through time, which eventually present different development due to both provenience of material and time of action of pedogenesis. The key features to recognize these events are related to the coarse fraction, particularly the presence of stonelines at the interface between two layers (CUS4), and abrupt changes in lithology at different depths (CUS12). These features are practically invisible at a macroscopic scale, so in this case micromorphology comes of great help. From these observations it is also possible to assume two main depositional patterns of colluvium in the area: either large quantities of material in single events or accretion of colluvial layers in multiple events; the latter is more likely to happen on the more unstable slopes.

7.5.2 Deeper unit

Also for this unit micromorphology gives a better detail, and shows a level of complexity much higher than hypothesized in the field, with more than a single linear pedogenetic history. For this reason its main components, the buried paleosol and the 2Ab horizon overlying it, shall be treated separately.

Buried paleosol

All evidence found both at macroscopical (colour, texture, aggregation) and microscopical level (fabric, microstructure, colour, b-fabric, pedofeatures) showed stronger development of this unit in comparison to the one overlying it. Its characteristics, such as the well expressed blocky aggregation, the colour and b-fabric of groundmass, and above all the evidences of clay translocation, lead to infer the nature of this soil as product of a strong brunification process with clay translocation (Duchaufour, 1983). For these reasons, the paleosol can be classified in the group of *sols bruns lessivés* (Duchaufour, 1983), in accordance to other studies (Panizza et al., 1982) which recognized similar paleosols in this area as buried alfisols (Soil Survey Staff, 1975).

Clay illuviation in the deep horizons is useful not only for soil genesis and classification, but also helps in reconstructing the history of the paleosol itself. In fact, three successive illuviation phases can be recognized, likely related to three different environmental stages. The first phase, recorded in the deepest part of profiles, is characterized by the presence of microlaminated clay coatings, usually related to a stable, continuous vegetation cover and a strong seasonality in climate (Fedoroff, 1991). At similar depths or above this first phase is found the second phase of pure (i.e. nonlaminated) clay coatings, which can be explained with climatic conditions lacking strong seasonal contrasts (Fedoroff, 1991). The last phase is composed by illuviation of coarser fractions (dusty clay and silt coatings), which indicate loss of stable vegetation cover and generally periods of soil erosion. After that, no more evidences of translocation of fine material are present; on the contrary, there is wide evidence of a process of incorporation of these coatings into the soil, where sometimes a striated b-fabric is the only visible trace of the presence of the old coatings. This phenomenon demonstrates that coatings are out of balance respect to new conditions, and outlines the presence of another environmental change after the ones described above.

Also relationships with parent material (parent material effect; e.g. Kooijman et al., 2005) seem to have a distinct effect on the morphology of these soils. Substrate is usually composed by weathering claystones, which in time enrich soil groundmass with great quantities of clay. Above a certain percentage, this clay is interested by shrink and swell movements which obliterate coatings into groundmass and make aggregates expand against each other, causing clay reorientation hypocoatings (Kovda and Mermut, 2010). There are three cases in which these features do not appear. In CUS6 and CUS10 this situation is accompanied by a less expressed b-fabric, and is probably related to an inferior quantity of clay into the groundmass maybe caused by undetected differences in weathering or in field conditions. The other case, CUS1, represents the extreme effect (pseudogley) of water saturation caused by clay illuviation and shrink and swell movements, which tend to close porosity. In general, this process affects Fe-Mn nodules: when clay movement prevails nodules should become rounded with more sharp boundaries (Kovda and Mermut, 2010), and when water saturation is more relevant

they should get irregular and shaded because of oxide deposition (Lindbo et al., 2010). As the results show, nodules always tend to get more shaded with depth, as expected with normal water percolation dynamics, but maintain shape, which shows instead differences between profiles. This essentially links conditions of water saturation to local effects, and not to a general process.

In all the described profiles the buried paleosol of the deeper unit is truncated, and composed by 2Bw and 2Bt horizons (CUS1, CUS3, CUS10, CUS11, CUS12) or by 2Bt horizons only (CUS4, CUS7, CUS8, CUS9). It is therefore evident that erosion has acted differently on different profiles. Causes for these differences are difficult to find: profiles in these two groups do not seem to share common features in topography, slope, or other relevant parameters, so this must be related to past factors undetectable in the present. Charcoals found in the upper portion of this unit can however say something about what probably triggered soil erosion. In fact, their presence indicates fire events, which are usually followed by phases of removal of soil material.

2Ab horizon

As seen above, there are problems about finding a suitable criterion for preservation of the paleosol in different profiles. This is further complicated by the presence in four topographically close profiles (CUS3, CUS6, CUS10, CUS11) of a dark 2Ab horizon, very different from both colluvium above and paleosol below. The granular microstructure and very dark colour confirms its possible nature as a surface A horizon. In favour of this hypothesis is the concentration here of most charcoals in the profiles, which accumulate on the field surface and are then incorporated in minor quantities into the soil by various agents (Carcaillet, 2001). Another validation comes from the void pattern of thin sections, with frequent subhorizontal planes and wide vertical wedges at the upper limit of the horizon. Such features are the result of frost action related to surface proximity (Van Vliet-Lanoë, 2010). Since similar features do not appear on the present soil surface, it can be argued that the old surface was exposed to a colder climatic regime than present. Presence of pedorelicts suggests strong mass movements after void formation, which very likely correspond to the deposition of the upper unit which buried these horizons. Scarcity of coarse particles shows, as said, this discontinuity with the colluvial deposits, but it also contrasts with the rest of the unit below: this poses the question of the origin of this horizon. The most probable explanation involves a process of secondary pedogenesis, developed in the upper part of the old paleosol after the climatic change attested by features. This is also supported by the different species composition of charcoals here in comparison to those found in 2Bw horizons [cap. 6], which suggests two different phases of fire events, therefore two different pedogenetic phases. Such scenario can be explained by this sequence of events: first, the development of the 2Ab horizon at the surface of the truncated paleosol before or during a colder climate phase, then fire events leaving a large quantity of charcoals, and lastly a period of slope instability causing colluvial deposits which buried the horizon. These mass movements could also be responsible for the disappearance of 2Ab horizons on more unstable slopes and their conservation in less disturbed areas.

7.5.3 Environmental history

From all considerations above, it is possible to draw a general historical frame of environmental changes. The paleosol today present as the deeper unit contained information about three phases: a first period of temperate climate with contrasted seasons, followed by a decrease in seasonality and a successive loss of vegetation (attested by coarser coatings, charcoals) with evidence of erosive events which truncated the paleosol itself. Formation of 2Ab horizon happened after this phase, in a period during which it experienced frost action under the effect of a colder climate. A second phase of fires (again attested by charcoals) marked a subsequent loss of vegetation cover and mass movements burying the old soil with a colluvial layer deposited in one or more episodes. Deposition of this colluvium, mainly constituted by material from the old paleosol, was probably very recent, considering the weakness of the present pedogenesis acting on this unit.

A suitable temporal sequence for these events can be inferred by external data. Soil formation started after the glaciers covering the area (Losacco, 1949) melted completely during the Tardiglacial period. This phase of rising temperatures marked the formation of the paleosol, and lasted probably for most part of Early and Middle Holocene. The latter was characterized by wetter conditions which could correspond to a period without strong seasonal contrasts. This period saw the prolonged presence of a temperate forest cover (Panizza et al., 1982), though its species composition is still unclear. Radiocarbon dating of charcoals [cap. 6] places the removal of the forest and upper part of the paleosol into the climatic recrudescence at the beginning of Late Holocene: the increase of landslide frequency was also documented for other parts of the Northern Apennines (Bertolini, 2007). The old woodland cover was replaced by a woody heathland dominated by *Vaccinium* and *Laburnum* species [cap. 6], forming the 2Ab horizon in response to the cooler climate of Late Holocene. Charcoals suggest again the removal of vegetation by fires around the beginning of Modern Age [cap. 6]; some authors relate these fire events to the expansion of human activity in the near valleys (Panizza et al., 1982). The insufficient plant cover and the effect of the Little Ice Age were most likely the trigger of the new period of slope instability; there is evidence of repeated colluvial events until present [cap. 6]. The short time frame of these last events justifies the poor development of pedogenesis on colluvial material.

7.6 Conclusions

This study highlights the value of micromorphological analysis within the context of paleoenvironmental research. An important contribute comes from its potential in revealing a higher level of resolution in outlining soil evolution and development compared to field observation only: the quantity and detail of information provided can be a useful support to a general reconstruction of environmental and climatic history. On the other hand, its power in acquiring climatic and ecological data is somewhat limited to outline the general trends, and a multidisciplinary approach remains essential to fully investigate environmental dynamics. However, micromorphology provides a fundamental contribution in designing a framework where different data from other disciplines can be placed, thus enabling a powerful key of interpretation of evidence which is in most

cases extremely various and collected from very different sources. The temporal succession of the different phases of soil evolution and corresponding environmental changes can also be revealed by the study of micromorphological features.

In conclusion, micromorphological approach represents a powerful and still underutilized tool in multidisciplinary studies aimed to reconstruct past climate and environmental history.

7.7 Acknowledgements

The authors are grateful to Marco Caccianiga and Arcangelo Matarrese for their assistance on the field and in the laboratory and for their valuable help in the interpretation of paleoenvironmental data.

7.8 References

- Aurousseau P, Curmi P, Bresson LM (1985) Microscopy of the cambic horizon. In: Douglas LA, Thompson ML (eds.) *Soil micromorphology and soil classification*. Madison WI: SSSA Special Publication Number 15.
- Bernini M, Carton A, Castaldini D, Cremaschi M (1978) Segnalazione di un deposito di versante di tipo grèzes litées a Sud di M. Prampa (Alto Appennino Reggiano). *Gruppo di Studio del Quaternario Padano*, 4.
- Bertolini G (2007) Radiocarbon dating on landslides in the northern Apennines (Italy). In: McInnes R, Jakeways J, Fairbank H, Mathie E (eds.) *Landslides and climate change*. London: Taylor & Francis Group.
- Bertran P, Texier JP (1999) Facies and microfacies of slope deposits. *Catena* 35: 99-121.
- Biagi P, Castelletti L, Cremaschi M, Sala B, Tozzi C (1980) Popolazione e territorio nell'Appennino Tosco-Emiliano e nel tratto centrale del bacino del Po. *Emilia Preromana* 8: 13-36.
- Bortolotti V (ed.) (1992) *Guide geologiche regionali: Appennino Tosco-Emiliano*. Milano: Società Geologica Italiana, BE-MA Editrice.
- Brewer R (1976) *Fabric and mineral analysis of soils*. Huntington NY: Krieger.
- Carcaillet C (2001) Are Holocene wood-charcoal fragments stratified in alpine and subalpine soils? Evidence from the Alps based on AMS 14C dates. *The Holocene* 11-2: 231-242.
- Castelletti L, Cremaschi M (1975) Deposito mesolitico del passo della Comunella, Appennino Tosco-Emiliano. *Preistoria Alpina* 11: 133-154.
- Clegg Z, Farres PJ, Poesen JW (1999) Soil surface drip point features: an integrated approach using analytical photogrammetry and soil micromorphology. *Catena* 35: 303-316.
- Cremaschi M, Biagi P, Accorsi CA, Bandini Mazzanti M, Rodolfi G, Castelletti L, Leoni L (1984) Il sito mesolitico di monte Bagioletto (Appennino Reggiano) nel quadro delle variazioni ambientali oloceniche dell'Appennino Tosco-Emiliano. *Emilia Preromana* 9/10: 11-46.
- Cremaschi M, Negrino F (2005) Evidence for an abrupt climatic change at 8700 C-14 yr BP in rockshelters and caves of Gebel Qara (Dhofar-Oman): palaeoenvironmental implications. *Geoarchaeology - An International Journal* 20/6: 559-579
- Cremaschi M, Trombino L (1998) The palaeoclimatic significance of the palaeosols from southern Fezzan (Libyan Sahara): morphological and micromorphological aspects. *Catena*, 34: 131-156.
- Cremaschi M, Trombino L (1999) Forming processes in the Uan Afuda sequence. Palaeoenvironment and human activities: a micromorphological approach. In: Di Lernia S (ed.) *The Uan Afuda cave (Tadrart Acacus, Libyan Sahara) archaeological investigations of late Pleistocene and early Holocene human occupations*. *Arid Zone Archaeology Monograph*, 1: 27-38

- Cruise GM, Macphail RI, Linderholm J, Maggi R, Marshall PD (2009) Lago di Bargone, Liguria, N Italy: a reconstruction of Holocene environmental and land-use history. *The Holocene* 19-7: 987-1003.
- Delhon C, Thiébaud S, Berger JF (2009) Environment and landscape management during the Middle Neolithic in southern France: evidence for agro-sylvo-pastoral systems in the Middle Rhone Valley. *Quaternary International* 200: 50-65.
- Douglas LA, Thompson ML (eds.) (1985) *Soil micromorphology and soil classification*. Madison WI: SSSA Special Publication Number 15.
- Duchaufour Ph (1983) *Pédologie. 1. Pédogenèse et classification*. Paris: Masson.
- Fedoroff N (1991) Possibility of paleopedology for paleoenvironmental reconstruction. In: *XIIIth INQUA Congress, Beijing. Special Proceedings, 14 Review Reports*, 117-120.
- Fedoroff N, Courty M, Guo Z (2010) Palaeosoils and relict soils. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F (eds.) *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Oxford: Elsevier.
- Fedoroff N, Courty MA, Thompson ML (1990) Micromorphological evidence of paleoenvironmental change in Pleistocene and Holocene paleosols. In: Douglas LA (ed.) *Soil micromorphology: a basic and applied science. Developments in soil science, vol. 19*. Amsterdam: Elsevier, 653-665.
- Filippi N, Sbarbati L (1994) *Note illustrative e legenda della carta dei suoli dell'Emilia Romagna*. Firenze: S. EL. CA..
- Goldberg P, Berna F (2010) Micromorphology and context. *Quaternary International* 214: 56-62.
- Kemp RA (1998) Role of micromorphology in paleopedological research. *Quaternary International* 51/52: 133-141.
- Kemp RA (1999) Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change. *Catena* 35: 179-196.
- Khokhlova OS, Kovalevskaya IS, Oleynik SA (2001) Records of climatic changes in the carbonate profiles of russian chernozems. *Catena* 43: 203-215.
- Kooijman AM, Jongejans J, Sevink J (2005) *Parent material effects on mediterranean woodland ecosystems in NE Spain*. *Catena* 59/1: 55-68.
- Kovda I, Mermut AR (2010) Vertic features. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F (eds.) *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Oxford: Elsevier.
- Kühn P (2003) Micromorphology and Late Glacial/Holocene genesis of luvisols in Mecklenburg–Vorpommern (NE-Germany). *Catena* 54: 537–555.
- Lindbo DL, Stolt MH, Vepraskas MJ (2010) Redoximorphic features. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F (eds.) *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Oxford: Elsevier.

- Losacco U (1949) La glaciazione quaternaria dell'Appennino Settentrionale. *Rivista Geografica Italiana* 56 (2).
- Magliulo P, Terribile F, Colombo C, Russo F (2006) A *pedostratigraphic marker in the geomorphological evolution of the Campanian Apennines (southern Italy): the paleosol of Eboli*. *Quaternary International* 156: 97-117.
- Mees F (2003) Salt mineral distribution patterns in soils of the Otjomongwa pan, Namibia. *Catena* 54: 425-437.
- Muggler CC, Buurman P (2000) *Erosion, sedimentation and pedogenesis in a polygenetic oxisol sequence in Minas Gerais, Brazil*. *Catena* 41/1-3: 3-17
- Mulyanto B, Stoops G (2003) Mineral neof ormation in pore spaces during alteration and weathering of andesitic rocks in humid tropical Indonesia. *Catena* 54: 385-391.
- Panizza M, Bettelli G, Bollettinari G, Carton A, Castaldini D, Pacente S, Bernini M, Clerici A, Tellini C, Vittorini S, Canuti P, Moisello U, Tenti G, Dramis F, Gentili B, Pambianchi G, Bidini D, Lulli L, Rodolfi G, Busoni E, Ferrari G, Cremaschi M, Marchesini A, Accorsi CA, Mazzanti M, Francavilla F, Marchetti G, Vercesi PL, Di Gregorio F, Marini A (Gruppo Ricerca Geomorfologia CNR) (1982) Geomorfologia del territorio di Febbio tra il m.Cusna e il f.Secchia (Appennino Emiliano). *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* 5: 285-360.
- Retallack GJ (2005) Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology* 33: 333-336.
- Ringberg B, Erlström M (1999) Micromorphology and petrography of Late Weichselian glaciolacustrine varves in southeastern Sweden. *Catena* 35: 147-177.
- Rossetti R (1988) Condizioni termopluviometriche del versante padano della fascia appenninica tra la valle del torrente Scrivia e quella del torrente Reno. In: Carton A, Panizza M (eds.) *Il paesaggio fisico dell'alto Appennino Emiliano*. Bologna: Grafis, pp 19-24.
- Sagedeit BM (2009) Late Holocene land use at Orstad, Jæren, southwestern Norway, evidence from pollen analysis and soil micromorphology. *Catena* 78: 198-217.
- Scarciglia F, Terribile F, Colombo C (2003) Micromorphological evidence of paleoenvironmental changes in northern Cilento (south Italy) during the Late Quaternary. *Catena* 54: 515-536.
- Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna (2007a) *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, scala 1:10 000. Sezione 235050: Ligonchio*. Bologna: SGSS.
- Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna (2007b) *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, scala 1:10 000. Sezione 235090: Monte Cusna*. Bologna: SGSS.
- Soil Survey Staff (1975) *Soil taxonomy (a basic system of soils survey)*. Handbook n. 436. Washington: USDA.
- Soil Survey Staff (2010) *Keys to Soil Taxonomy, Eleventh Edition*. USDA-NRCS.

- Srivastava P, Rajak MK, Sinha R, Pal DK, Bhattacharyya, T (2010) *A high-resolution micromorphological record of the late Quaternary paleosols from Ganga–Yamuna interfluvium: stratigraphic and paleoclimatic implications*. *Quaternary International* 227/2: 127-142
- Stoops G (1989) Relict properties in soils of humid tropical regions with special reference to Central Africa. In: Bronger A, Catt JA (eds.) *Paleopedology, nature and application of paleosols*. *Catena Supplement* 16: 95-106.
- Stoops G (2003) *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Madison WI: SSSA.
- Stoops G, Marcelino V, Mees F (eds.) (2010) *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Oxford: Elsevier.
- Tomaselli M (ed.) (1997) *Guida alla vegetazione dell'Emilia-Romagna*. Università di Parma: Collana Annali - Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali.
- Trombino L (2007) Micromorphological reconstruction of the archaeological land use and palaeoenvironment of Tell Mishrifeh: evidence from the sinkhole south of the site. In: Morandi Bonacossi D (ed.) *Urban and natural landscapes of an ancient Syrian capital. Settlement and environment at Tell Mishrifeh/Qatna and in central-western Syria. Proceedings of the international conference held in Udine, 9-11 December 2004*. *Studi Archeologici su Qatna* 1, 115-122. Udine: Forum Editrice.
- Tsai CC, Tsai H, Hseu, ZY, Chen ZS (2007) *Soil genesis along a chronosequence on marine terraces in eastern Taiwan*. *Catena* 71/3: 394-405
- Van Vliet-Lanoë B (2010) Frost action. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F (eds.) *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Oxford: Elsevier.
- Yaalon DH (1971) Soil-forming processes in time and space. In: Yaalon DH (ed.) *Paleopedology, origin, nature, and dating of paleosols*. Jerusalem: Israel University Press, 29-39.
- Zerboni A, Trombino L, Cremaschi M (2011) *Micromorphological approach to polycyclic pedogenesis on the Messak Settafet plateau (central Sahara): formative processes and palaeoenvironmental significance*. *Geomorphology* 125: 319-335.

7.9 Appendix 1

Soil data.

Soil profile	Horizon	Depth (cm)	Munsell color	Skeleton >2 mm (%)	Texture	Aggregation
CUS1						
	A1	0-5	10YR 5/3	2	Silty clay loam	Granular
	A2	5-14	10YR 5/4	2	Silty clay loam	Granular
	AB	14-34	10YR 5/3	2	Clay loam	Coarse subangular blocky weakly developed
	2Bw	34-50	10YR 5/3	2	Silty clay loam	Subangular blocky weakly developed
	3Bw1	50-65	10YR 4/4	1	Silty clay	Subangular blocky moderately developed
	3Bw2	65-78	10YR 4/6	<1	Silty clay	Subangular blocky moderately developed
	3Btg	78-95	10YR 4/6	1	Clay loam	Subangular blocky moderately developed
	3BC1	95-117	10YR 4/4	3	Silty clay loam	Coarse angular blocky strongly developed
	3BC2	117-170+	10YR 4/4	5	Sandy clay loam- loam	Coarse subangular blocky moderately developed
CUS3						
	O	0-7	-	-	-	-
	A1	7-12	7.5 YR 4/3	11	Loam	Fine granular weakly developed
	A2	12-35	7.5 YR 5/3	6	Loam	Fine granular moderately developed
	AB	35-50	7.5 YR 4/4	5	Loam	Fine subangular blocky moderately developed
	2Ab	50-53	7.5 YR 2/3	1	Silty clay loam	Fine subangular blocky moderately developed
	2Bw	53-65	7.5 YR 4/4	4	Loam	Fine subangular blocky moderately developed
	2Bt	65-85	7.5 YR 4/4	23	Clay loam	Fine angular blocky moderately developed
	2CBg	85-100+	7.5 YR 3/3	12	Sandy loam	Fine angular blocky moderately developed
CUS4						
	O	0-5	-	-	-	-
	A	5-50	7.5 YR 2.5/2	15	Loam	Fine granular weakly developed
	AB	50-110	10 YR 3/2	6	Clay loam/loam	Fine granular moderately developed
	2Bt1	110-140	10 YR 3/4	2	Silty clay	Subangular blocky
	2Bt2	140-150	7.5 YR 3/4	2	Silty clay	Fine subangular blocky strongly developed
	2Bt3	150-180	7.5 YR 4/4	2	Silty clay	Fine subangular blocky strongly developed
	2BC	180-200+	10YR 4/3	8	Silty clay loam	Fine subrounded blocky moderately developed
CUS6						
	O	0-3	-	-	-	-
	A1	3-12	7.5 YR 4/3	1	Silt loam	Medium granular moderately developed
	A2	12-30	10 YR 3/4	1	Silty clay loam	Fine granular moderately developed
	AB	30-45	7.5 YR 4/4	2	Silty clay loam	Fine subangular blocky weakly developed
	BA	45-64	10 YR 2/2	2	Silty clay loam	Fine subangular blocky moderately developed
	2Ab	64-71	7.5 YR 4/6	1	Silty clay	Fine subangular blocky strongly developed
	2Bt	71-82	10 YR 4/4	1	Silty clay	Fine subangular blocky moderately developed
	2BC	82-94+	10 YR 4/4	2	Silty clay	Fine angular blocky moderately developed
CUS7						
	A	0-21	10YR 4/2	13	Silty clay loam-silt loam	Fine granular weakly developed
	AB	21-32	10YR 4/2	5	Silty clay loam	Fine subangular blocky weakly developed
	BC	32-40	10YR 4/3	5	Silty clay loam	Fine subangular blocky weakly developed
	2Bt1	40-45	10YR 4/3	<1	Silty clay	Fine subangular blocky moderately developed
	2Bt2	45-55	10YR 4/4	<1	Silty clay	Fine subangular blocky moderately developed
	2Bt3	55-85	10YR 4/4	2	Silty clay loam	Fine subangular blocky moderately developed
	2BtC	85-102	2.5YR 5/4	5	Silty clay loam	Fine angular blocky moderately developed
	2C	102+				
CUS8						
	A	0-20	10YR 3/2	2	Silty clay loam	Granular
	BC1	20-50	10YR 3/2	3	Silt loam	Fine subangular blocky weakly developed
	BC2	50-78	10YR 4/4	3	Silty clay loam	Fine subangular blocky weakly developed
	2Bt	78-120+	10YR 4/3	4	Silty clay loam	Coarse subangular blocky strongly developed

CUS10						
O	0-5	-	-	-	-	-
A1	5-15	7.5 YR 3/2	3	Silty clay loam		Coarse granular moderately developed
A2	15-28	7.5 YR 4/3	3	Clay loam		Medium granular moderately developed
AB	28-32	7.5 YR 3/2	2	Clay loam		Fine granular weakly developed
2Ab	32-37	5 YR 2/3	<1	Silty clay loam		Medium granular weakly developed
2Bw1	37-45	10 YR 4/4	1	Silty clay loam		Medium subangular blocky moderately developed
2Bw2	45-55	10 YR 4/4	1	Clay loam		Medium angular blocky moderately developed
2Bt	55-70	7.5 YR 3/2	1	Clay loam		Medium angular blocky moderately developed
2BC	70-85	10 YR 4/3	2	Silty clay loam		Coarse angular blocky moderately developed
2C	85-92	2.5YR 4/3	3	Silty clay loam		Coarse angular blocky moderately developed
CUS11						
O	0-3	-	-	-	-	-
A1	3-12	7.5 YR 5/2	7	Silt loam		Fine granular weakly developed
A2	12-30	10 YR 4/3	4	Silty clay loam		Fine angular blocky weakly developed
2Ab	30-45	10 YR 3/3	1	Silt loam		Fine angular blocky weakly developed
2Bw	45-64	10 YR 4/4	0	Silt loam		Fine angular blocky weakly developed
2Bt	64-71	10 YR 3/6	<1	Silty clay loam-clay loam		Medium angular blocky moderately developed
2BC	71-82	7.5 YR 3/2	6	Silt loam		Medium angular blocky moderately developed
2BgC	82-94	5 YR 2/2	0	Silty clay loam		Fine angular blocky moderately developed
CUS12						
O	0-2	-	-	-	-	-
A	2-18	10 YR 3/3				Granular
BA	18-40	7.5 YR 3/2				Coarse granular
2Bw1	40-63	7.5 YR 2.5/3				Granular - subangular blocky
2Bw2	63-100	10 YR 3/3				Medium subangular blocky weakly developed
3Bw	100-130	10 YR 3/4				Medium angular blocky moderately developed
3Bt	130-140	-				Medium angular blocky strongly developed

7.10 Appendix 2

Micromorphological features of the analyzed thin sections. Fine material: clay and fine silt; l. p.: lower part; u.p.: upper part; abundance: very dominant: >70%; dominant: 50-70%; frequent: 30-50%; common: 15-30; few: 5-15%; very few: <5%.

Sample	CUS1 AB (23-33 cm)	CUS1 2Bw (39-49 cm)	CUS1 3Bw1-3Bw2 (59-69 cm)
Microstructure	Complex, granular/subangular blocky	Complex, granular/subangular blocky	Complex, subangular blocky/channel
Aggregates	Frequent moderately separated granular, very fine sand to silt size; few highly separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size	Common moderately separated granular, very fine sand to silt size; frequent highly separated subangular blocky, gravel to coarse sand size	Dominant highly separated subangular blocky, gravel size; few highly separated granular, very fine sand to silt size
Porosity	Frequent vughs (few star shaped), few complex packing voids	Frequent star shaped vughs, few channels	Very few channels and linear planes
c/f limit - c/f ratio	10 µm - 50/50	10 µm - 20/80	5 µm - 25/75
c/f related distribution	Close porphyric	Double-spaced porphyric	Single-spaced porphyric
Mineral fragments	Common weakly-moderately weathered subrounded claystones	Few moderately weathered rounded claystones and subrounded sandstones	Frequent strongly weathered rounded claystones
Fine material	Grey-brownish speckled	Yellowish-brown speckled-cloudy	Reddish-brown cloudy
b-Fabric	Stipple speckled, yellowish-grey	Stipple speckled (locally grano-porostriated), yellowish-grey	Stipple speckled and grano-porostriated (locally striated), reddish-brown
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few plant residues (roots)
Pedofeatures	Very few rounded-irregular alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; few matrix infillings	Very few rounded-irregular alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; few matrix infillings	Very few rounded-irregular alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few microlaminated dusty clay coatings; very few coalescent excrements
	CUS1 3Btg (85-95 cm)	CUS1 3BC1 (105-115 cm)	CUS1 3BC2 (158-168 cm)
Microstructure	Subangular blocky	Channel	Intergrain microaggregate
Aggregates	Very dominant highly separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size	Very dominant moderately separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size; very few clayey pedorelicts, fine to very fine sand size	Very few highly separated granular, very fine sand size
Porosity	Few linear planes and channels, very few vughs	Few linear planes, very few vughs and channels	Common complex packing voids
c/f limit - c/f ratio	5 µm - 15/85	5 µm - 25/75	5 µm - 80/20
c/f related distribution	Open porphyric	Double-spaced porphyric	Fine close enaulic
Mineral fragments	Few moderately weathered subrounded claystones and sandstones	Few (locally frequent) strongly weathered rounded claystones and subrounded sandstones	Common weakly-moderately weathered subangular-rounded claystones
Fine material	Brown (yellowish in the u.p.) speckled-cloudy	Reddish-brown cloudy	Yellowish-brown, cloudy (grey in the u.p.)
b-Fabric	Stipple speckled, reddish-brown (locally striated, yellowish-grey in the u.p.)	Stipple speckled, yellowish-grey	Stipple speckled, yellowish-grey (grey in the u.p.)
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots)
Pedofeatures	Very few rounded-irregular alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few microlaminated limp-dusty clay infillings-crescents; very few Fe-Mn depletion hypocoatings and matrix infillings	Very few rounded alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; very few microlaminated limp-dusty clay infillings-crescents; very few matrix infillings	Very few rounded-irregular typic nodules of Fe-Mn with clear boundary; very few laminated limp-dusty clay coatings; few matrix infillings
	CUS3 AB-2Ab (45-55 cm)	CUS3 2Bw (55-65 cm)	CUS3 2Bt (68-78 cm)
Microstructure	Primary granular, secondary angular blocky	Complex, granular/subangular blocky	Subangular blocky
Aggregates	Dominant-common highly separated granular, very fine sand to silt size; dominant weakly separated angular blocky, gravel size; very few clayey pedorelicts, gravel to coarse sand size	Dominant moderately separated subangular blocky, very coarse to medium sand size; common highly separated granular, medium to very fine sand size	Dominant highly separated subangular blocky, gravel to medium sand size
Porosity	Common complex packing voids, few linear planes locally horizontal-vertical	Frequent complex packing voids, few channels and linear planes	Frequent linear planes, very few channels
c/f limit - c/f ratio	5 µm - 10/90 (40/60 in the u.p., locally up to 70/30)	5 µm - 10/90	5 µm - 20/80
c/f related distribution	Open porphyric (fine open enaulic in the u.p.)	Open porphyric	Open porphyric
Mineral fragments	Frequent weakly weathered subrounded claystones	Very few weakly-moderately weathered rounded claystones and sandstones	Few variably weathered rounded claystones
Fine material	Brown speckled (brown-yellowish in the l.p.)	Reddish-brown cloudy	Reddish-brown cloudy
b-Fabric	Stipple speckled, brown-yellowish brown (greyish-dark reddish in the l.p.)	Stipple speckled and grano-porostriated, reddish-brown	Striated and grano-porostriated, reddish-brown
Vegetal material	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few charcoals
Pedofeatures	Very few rounded alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; very few fabric hypocoatings (compaction)	Very few subrounded alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; one microlaminated dusty clay infilling; frequent matrix infillings	Very few subrounded alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few nonlaminated typic or microlaminated impure clay infillings-crescents; very few fabric hypocoatings (reorientation); few matrix infillings

	CUS4 A (37-47 cm)	CUS4 2Bt1-2Bt2 (134-144 cm)	CUS4 2Bt3 (152-162 cm)
Microstructure	Intergrain microaggregate	Complex, vughy/channel (channel in the l.p.)	Complex, subangular blocky/channel
Aggregates	Few highly separated granular, very fine sand to silt size, grouped in clusters; very few clayey pedorelicts, very coarse sand size	Very dominant weakly separated subangular blocky, gravel size	Very dominant highly separated subangular blocky, gravel size
Porosity	Dominant complex packing voids	Few channels and star shaped vughs, very few linear planes	Few channels, very few linear planes
c/f limit - c/f ratio	10 µm - 75/25	5 µm - 25/75 (10/90 in the l.p.)	5 µm - 15/85
c/f related distribution	Fine close enaulic	Double-spaced porphyric (open porphyric in the l.p.)	Open porphyric
Mineral fragments	Frequent weakly weathered subangular subhorizontal claystones and sandstones	Few weakly-moderately weathered rounded claystones	Few moderately weathered subangular-subrounded claystones
Fine material	Brown speckled	Reddish-brown cloudy	Reddish-brown (yellowish-brown in the l.p.) cloudy
b-Fabric	Stipple speckled, dark brown	Stipple speckled and porostriated, reddish-brown (mozaic speckled and grano-porostriated, yellowish-brown in the l.p.)	Striated and grano-porostriated, reddish-brown (mozaic speckled and grano-porostriated, yellowish-brown in the l.p.)
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	Very few partially burned wood fragments	Very few partially burned wood fragments
Pedofeatures	Very few rounded typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; one fragmented impure clay infilling; very few depletion hypocoatings and matrix infillings	Very few rounded-irregular alteromorphous and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few nonlaminated typic-crescent limpid-dusty clay coatings; very few fabric hypocoatings (reorientation); few matrix infillings	Very few rounded-irregular alteromorphous and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few microlaminated typic-crescent limpid-dusty clay coatings; very few fabric hypocoatings (reorientation); few matrix infillings
	CUS6 BA (50-60 cm)	CUS6 2Ab (62-72 cm)	CUS6 2Bt-2Bc (75-85 cm)
Microstructure	Granular	Granular	Complex, subangular blocky/channel
Aggregates	Dominant moderately separated granular, fine to very fine sand size	Very dominant moderately-weakly separated granular, very fine sand to silt size	Dominant weakly separated subangular blocky, gravel to coarse sand size; frequent weakly separated granular, very fine sand size
Porosity	Common complex packing voids, few channels, very few star shaped vughs	Frequent complex packing voids, very few linear planes locally horizontal-vertical (vertical wedges in the u.p.)	Few vughs, very few linear planes
c/f limit - c/f ratio	10 µm - 40/60	5 µm - 5/95	5 µm - 5/95
c/f related distribution	Fine single-spaced enaulic, locally double-spaced porphyric	Open enaulic	Open porphyric
Mineral fragments	Frequent weakly weathered subrounded claystones	Very few strongly weathered rounded claystones and sandstones	Very few weakly weathered (strongly in the l.p.) rounded claystones and subangular sandstones
Fine material	Brown opaque	Brown-reddish speckled	Brown-yellowish speckled (yellowish cloudy in the l.p.)
b-Fabric	Stipple speckled, locally granostriated, brown-reddish	Stipple speckled, grey	Stipple speckled and grano-porostriated, brown-yellowish brown (stipple speckled, striated-granostriated, yellowish-greyish in the l.p.)
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few charcoals
Pedofeatures	Very few subrounded alteromorphous and typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; very few fragmented impure clay infillings; very few fabric hypocoatings (compaction); frequent matrix infillings	Very few subrounded-irregular alteromorphous and typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; very few matrix infillings	Very few subrounded-irregular alteromorphous and typic nodules of Fe-Mn with clear boundary; very few nonlaminated typic (microlaminated crescent in the l.p.) clay and silt coatings; very few matrix infillings
	CUS7 2Bt1-2Bt2 (40-50 cm)	CUS7 2Bt3-2BtC (75-85 cm)	CUS8 2Bt (95-105 cm)
Microstructure	Complex, granular/subangular blocky	Subangular blocky in the u.p., channel in the l.p.	Channel
Aggregates	Dominant highly separated granular, medium to very fine sand size; frequent highly separated subangular blocky, very coarse to coarse sand size; very few clayey pedorelicts, gravel to coarse sand size	Very dominant moderately separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size	Very dominant moderately separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size
Porosity	Common complex packing voids, very few linear planes in the l.p.	Few channels, very few planes	Few channels, very few planes
c/f limit - c/f ratio	5 µm - 10/90	5 µm - 5/95 (30/70 in the u.p.)	5 µm - 10/90
c/f related distribution	Open porphyric	Open porphyric (double-spaced in the l.p.)	Open porphyric
Mineral fragments	Very few variably weathered subrounded claystones and sandstones	Common strongly weathered subangular-subrounded sandstones	Very few moderately weathered subrounded claystones and sandstones
Fine material	Reddish-brown speckled-cloudy	Yellowish-brown (greyish in the l.p.) cloudy	Yellowish-brown opaque
b-Fabric	Stipple speckled (locally striated in the l.p.), reddish-grey	Crosstriated and grano-porostriated, yellowish-grey	Striated and grano-porostriated, dark yellowish-grey
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	-	-
Pedofeatures	Very few subrounded-rounded alteromorphous and typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; very few fragmented impure clay infillings; few matrix infillings	Very few rounded alteromorphous and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few microlaminated typic-crescent limpid-dusty clay coatings-infillings; very few fabric hypocoatings (reorientation); few matrix infillings	Very few subrounded-rounded alteromorphous and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few nonlaminated clay and silt coatings, microlaminated dusty clay coatings; very few fabric hypocoatings (reorientation); few matrix infillings

	CUS10 A1-A2 (10-20 cm)	CUS10 AB-2Ab (30-40 cm)	CUS10 2Bw1-2Bw2 (40-50 cm)
Microstructure	Granular (subangular blocky in the l.p.)	Granular	Complex, granular/subangular blocky (channel in the l.p.)
Aggregates	Common moderately separated granular, coarse to very fine sand size, in the u.p.; very dominant highly separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size, in the l.p.	Dominant highly separated granular, silt size	Common (very dominant in the l.p.) highly separated subangular blocky, gravel to coarse sand size; common (few in the l.p.) weakly separated granular, fine sand size
Porosity	Frequent (very few in the l.p.) complex packing voids, few linear planes and channels	Common complex packing voids, very few linear planes locally horizontal-vertical	Frequent complex packing voids in the u.p., few linear planes in the l.p., very few channels and vughs
c/f limit - c/f ratio	10 µm - 45/55 (20/80 in the l.p.)	5 µm - 5/95 (15/85 in the u.p.)	5 µm - 15/85
c/f related distribution	Fine single-spaced enaulic (double-spaced porphyric in the l.p.)	Fine open enaulic	Open porphyric
Mineral fragments	Common (few in the l.p.) moderately weathered subrounded claystones	Very few moderately weathered rounded claystoned in the u.p.	Very few moderately weathered subangular claystones
Fine material	Brown speckled	Brown speckled (yellowish in the u.p.)	Reddish-brown cloudy
b-Fabric	Stipple speckled, reddish-brown	Stipple speckled, reddish brown (yellowish-brown in the u.p.)	Stipple speckled, reddish brown (granostriated, yellowish brown in the l.p.)
Vegetal material	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few plant residues (roots) and charcoals	Very few plant residues (roots) and charcoals
Pedofeatures	Very few subrounded alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; few matrix infillings	Very few subrounded alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp boundary; very few fabric hypocoatings (compaction) and matrix infillings	Very few rounded-irregular alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with clear boundary; very few nonlaminated clay and silt coatings in the l.p.; few matrix infillings
	CUS10 2Bt (55-65 cm)	CUS11 2Bw-2Bt (62-72 cm)	CUS11 2Bt-2Bc (88-98 cm)
Microstructure	Subangular blocky	Granular	Subangular blocky
Aggregates	Very dominant moderately separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size; very few weakly separated granular, very fine sand size	Dominant weakly separated granular, fine sand size	Very dominant weakly separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size
Porosity	Few vughs, very few linear planes, compound packing voids and channels	Frequent complex packing voids, few channels, few star shaped vughs	Very few linear planes and channels
c/f limit - c/f ratio	5 µm - 20/80	5 µm - 30/70 (5/95 in the l.p.)	5 µm - 10/90
c/f related distribution	Open porphyric	Open porphyric	Open porphyric
Mineral fragments	Few moderately weathered rounded claystones	Frequent moderately weathered subangular sandstones and claystones	Few variably weathered rounded claystones in the l.p.
Fine material	Reddish-brown cloudy	Brown speckled/cloudy	Reddish-brown cloudy
b-Fabric	Stipple speckled, yellowish-brown	Stipple speckled, reddish brown (grayish-brown in the l.p.)	Stipple speckled and granostriated, locally striated, reddish-brown
Vegetal material	-	Very few plant residues (roots)	-
Pedofeatures	Very few rounded-irregular alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with clear boundary; very few nonlaminated clay and silt coatings and infillings, microlaminated dusty clay coatings; frequent matrix infillings	Very few subrounded-irregular alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few fabric hypocoatings (compaction); frequent matrix infillings	Very few rounded-irregular alteromorphic and typic nodules of Fe-Mn with sharp-clear boundary; very few typic-crescent microlaminated dusty clay coatings; very few fabric hypocoatings (reorientation); very few matrix infillings
	CUS12 2Bw1-2Bw2 (57-67 cm)	CUS12 3Bw-3Bt (125-135 cm)	
Microstructure	Intergrain microaggregate	Granular (subangular blocky in the l.p.)	
Aggregates	Common highly separated granular, fine to very fine sand size	Dominant moderately separated granular, very fine sand size, in the u.p.; frequent (dominant in the l.p.) moderately-weakly separated subangular blocky, gravel to very coarse sand size	
Porosity	Frequent complex packing voids, very few channels	Frequent star shaped vughs and few complex packing voids in the u.p., few channels and very few linear planes	
c/f limit - c/f ratio	5 µm - 70/30	5 µm - 35/65 (15/85 in the l.p.)	
c/f related distribution	Fine single-spaced enaulic, locally chito-gefuric	Fine double-spaced enaulic (open porphyric in the l.p.)	
Mineral fragments	Common moderately weathered prolated subrounded sandstones, with horizontal orientation	Common (very few in the l.p.) weakly weathered rounded claystones	
Fine material	Brown opaque	Reddish-brown speckled (cloudy in the l.p.)	
b-Fabric	Stipple speckled, yellowish-brown (reddish-brown in the l.p.)	Striated and granostriated, yellowish-brown (reddish-brown in the l.p.)	
Vegetal material	Very few plant residues (roots)	-	
Pedofeatures	Very few rounded typic nodules of Fe-Mn with clear boundary; very few matrix infillings	Very few rounded typic nodules of Fe-Mn with clear boundary; very few microlaminated impure clay coatings and fabric hypocoatings (reorientation) in the l.p.; few matrix infillings	

Capitolo 8

Growth forms and age estimation of treeline species

MARCO CACCIANIGA¹, CHIARA COMPOSTELLA²

¹Dipartimento di Biologia, Sezione di Botanica Sistemica, Università degli Studi di Milano, Via Celoria 26, 20133 Milano, Italy.

²Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milano, Italy.

E-mail: marco.caccianiga@unimi.it

Tel +39 0250314848

Fax +39 0250314840

Correspondence Author: Marco Caccianiga, Dipartimento di Biologia, Sezione di Botanica Sistemica, Università degli Studi di Milano, Via Celoria 26, 20133 Milano, Italy.

E-mail: marco.caccianiga@unimi.it

Published in "Trees - Structure and function"

Trees

DOI 10.1007/s00468-011-0595-1

ORIGINAL PAPER

Growth forms and age estimation of treeline species

Marco Caccianiga · Chiara Compostella

Received: 10 February 2011 / Revised: 27 June 2011 / Accepted: 8 July 2011
© Springer-Verlag 2011

Abstract The correct evaluation of the age of small tree individuals is of great importance in ecological studies, and can be performed if growth units are identifiable even under strong environmental constraints. We aimed to assess the reliability of age evaluation of small individuals of four species commonly occurring at the treeline in the Alps and the Apennines (N Italy), *Picea abies*, *Pinus cembra*, *Larix decidua* and *Fagus sylvatica*. A total of 224 individuals were sampled along an altitudinal gradient up to the treeline. For each species, we assessed the growth architecture and the appearance of annual growth units; for each individual, age and evaluation uncertainty were estimated. To verify the estimation a core or a cross-section was obtained. The estimated age was compared with the tree-ring age through linear regression and reduced chi square test, and the estimation accuracy was evaluated as function of tree age, dimension and environmental parameters. A good estimation was possible for all species, even when loss of vertical growth occurred. The highest error occurred for *Larix*, the lowest for *Pinus*; the error was generally correlated with tree age and dimension, and was affected by altitude and geomorphology. Good reduced chi square values were reached considering only the youngest individuals for *Fagus* and *Picea* and the smallest for *Fagus* and *Larix*; the uncertainty was generally underestimated

for *Pinus*. Even though reliable age estimation could be obtained, a realistic and species-specific evaluation of the estimation uncertainties is necessary to assess estimation accuracy for ecological studies.

Keywords Age estimation · Alps · Apennines · *Fagus sylvatica* · *Larix decidua* · *Picea abies* · *Pinus cembra* · Treeline · Tree architecture

Introduction

The correct evaluation of tree age is of great importance in demographic studies of tree population. Although the most accurate ageing method is cutting trees at the stem–root interface (Peters et al. 2002; Battlori et al. 2009), this destructive approach cannot be performed for many reasons, particularly for extensive demographic analyses requiring the ageing of entire populations. The extraction of cores with an increment borer is a reliable, easily performed and relatively non-destructive method, although some problem may arise due to the occurrence of off-centre cores, missing rings and to the difficult evaluation of the error due to the height above ground of the coring (McCarthy et al. 1991; Wong and Lertzman 2001; Peters et al. 2002; Camarero and Gutierrez 2004). However, this method cannot be used for small trees such as seedlings, saplings and stunted individuals (krummholz); unfortunately, these categories are of great importance in studies dealing with the evaluation of present tree population dynamics at the treeline, which often involve expanding populations with many young individuals and/or krummholz forming the upper species limit. Furthermore, the correct assessment of the age of the small tree species individuals occurring at the treeline is an important topic

Communicated by S. Mayr.

M. Caccianiga (✉)
Dipartimento di Biologia, Università degli studi di Milano,
Via Celoria 26, 20133 Milan, Italy
e-mail: marco.caccianiga@unimi.it

C. Compostella
Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli studi di
Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milan, Italy

Published online: 24 July 2011

 Springer

for detecting the treeline type (abrupt, diffuse, krummholz), which is appearing more and more important for the assessment of treeline response to climate (Wiegand et al. 2006; Harsch et al. 2009).

The age of a tree individual could be assessed from its external morphological appearance if its development followed a constant, genetically determined model with recognizable annual growth units. The reconstruction of growth models is the aim of tree architecture studies (Bégin and Filion 1999). One of the most successful of such studies is known as the Hallé-Oldeman or HO model (Hallé and Oldeman 1970; Hallé et al. 1978; Bell 1991; Robinson 1996, 2000; Hallé 2004); this model outlined the existence of 23 main architectural models, which reflect the morphology of actual trees as far as their growth is genetically determined. If environmental constraints are predominant, or with damage or old age, trees may deviate from these models; however, even this deviation from the model can be predictable as it involves the reiteration processes which are again genetically determined (Robinson 1996).

The knowledge of the existence of regular growth patterns has been used empirically to assess the age of conifer seedlings and saplings by counting the number of internodes (whorls) or of bud scars along the main stem (Hättenschwiler and Smith 1999; Caccianiga and Payette 2006; Batllori and Gutiérrez 2008); Batllori et al. (2009) evaluated the shift between the age estimated through this method and the root-collar age for *Pinus uncinata*. The developmental stages of *Picea mariana* from seedling to maturity were described by Bégin and Filion (1999) and the influence of harsh environmental condition on the development of the same species was outlined by Pereg and Payette (1998) and Laberge et al. (2001). However, the accuracy of age estimation based on the macroscopic identification of annual growth units has not been systematically evaluated for species with different growth patterns and architecture (particularly for broad-leaved species), for different sapling ages and under different environmental conditions.

The aim of this work was to assess the reliability of age evaluation of small individuals (seedlings, saplings and krummholz) belonging to four species commonly occurring at the treeline on the Alps and Apennines: *Picea abies* (L.) Karst., *Pinus cembra* L., *Larix decidua* Mill. and *Fagus sylvatica* L. We compared the age assessed through the observation of the external growth pattern of the tree with that obtained from tree ring counting performed at the same height along the stem. We also aimed to assess the influence of environmental parameters on tree growth patterns and consequently on age estimation. Finally, we aimed to find an age and/or dimensional threshold and resolution for the possibility of a reliable age evaluation to be used in population studies.

Methods

Studied species

Picea abies (L.) Karst (*Pinaceae*) (Norway spruce) is the most important forest conifer in the Alps. Its distribution includes northern and central Europe, Alps, Carpathians and a limited area of the northern Apennines. In the Alps it forms wide forests in the Subalpine and Montane belt in the inner Alpine valleys and becomes less and less important in the outer Alpine girdle (Pre-Alps) with oceanic climate. (Mayer 1974). Its altitudinal distribution ranges between c. 100 and 2,300 m a.s.l.; this species seldom forms the treeline, even if stunted individuals could occur at high altitude. Spruce can reproduce vegetatively by rooting of lower branches (layering).

Pinus cembra (L.) (*Pinaceae*) (Swiss stone pine) grows in the Alps and in the Carpathians. In the Alps, stone pine is frequent in inner-alpine valleys with high climate continentality, where it often forms the treeline, reaching 2,500 m a.s.l. (Caccianiga et al. 2008).

Larix decidua Mill. (*Pinaceae*) (European larch) is widespread in the Alps, where it forms open forest in the upper Subalpine belt or behaves as an early successional species on recently deglaciated terrains, landslides etc. Larch can reach the treeline in pure stands or mixed with *Pinus cembra* and, less frequently, *Picea abies*. It is the main treeline species in absence of stone pine, e.g. in areas with more or less oceanic climate.

Fagus sylvatica L. (*Fagaceae*) (European beech) is distributed from southern Sweden, where it is a lowland tree, to southern Italy, where it occupies an altitudinal belt between 1,100 and 1,900 m. On the Alps and Northern Apennines it grows from 900 to 1,800 m in almost pure stands or mixed with silver fir (*Abies alba*) and, only on the Alps, with *Picea abies*; it grows at the treeline where the climate is markedly oceanic, as in the pre-Alps and in the Apennines.

Sampling

Sampling was performed in three different areas in the Italian Alps and northern Apennines: Valfurva (for *Pinus cembra* and *Picea abies*), Valcamonica (for *L. decidua*) and Tuscan-Emilian Apennines (for *F. sylvatica*); the sampled species are those forming the treeline in the corresponding area.

Valfurva (46°25'N–10°34'E) is a lateral valley of upper Valtellina (Rhaethian Alps). It is surrounded by the peaks of the Ortles-Cevedale group (Gran Zebrù 3,859 m; Monte Cevedale 3,764 m) and comprises many minor valleys (Val Zebrù, Valle dei Forni, Valle del Gavia). Its uppermost part is occupied by the Forni Glacier, the largest valley glacier

Trees

in Italy, and by many minor glaciers. The climate is continental: precipitations are scarce (855 mm/year at 1,730 m a.s.l.) and concentrated in summer. A closed forest dominated by *Picea abies* and *Pinus cembra* is replaced above 2,200 m a.s.l. by open *Pinus cembra* stands (Caccianiga et al. 2008).

Valcamonica (46°17'N–10°29'E) is separated from Valtellina by the Gavia Pass (2,652 m); its climate is more humid (1,410 mm/year at 1,820 m a.s.l.) and oceanic than that of Valfurva because of the north–south orientation of the main valley. *Pinus cembra* is very rare and dispersed in the whole valley and absent in its uppermost part. Coniferous forests are represented by closed *Picea abies*-dominated forests replaced by *L. decidua* open forests above c. 1,800 m.

The Tuscan-Emilian Apennines (44°18'N–10°23'E) reach their maximum altitude with Mt. Cimone (2,165 m) and Mt. Cusna (2,120 m). The climate is sub-Mediterranean with abundant and well distributed precipitation (2,000 mm/year), with a summer minimum. Forest vegetation is characterized by closed deciduous forests dominated by *F. sylvatica* (with subordinate *Abies alba*) up to c. 1,700 m (Pezzi et al. 2008).

Sampling was performed along an altitudinal gradient from below the forest limit to the local treeline, i.e. the upper limit the tree growth form. Many threshold values for the definition of tree have been proposed (Holtmeier 2003); in this work ‘trees’ are individuals with vertical growth and >3 m tall.

Individuals with diameter <10 cm were chosen; the sampled individuals were selected in order to have a wide range of growth forms, substrate morphology and vegetation.

A total of 224 individuals were sampled (54 *Picea abies*, 60 *Pinus cembra*, 55 *L. decidua*, 55 *F. sylvatica*) along altitudinal transects (Table 1). The position of every individual was registered through a portable GPS (Garmin GPSMap 60cx) with an error <6 m; station data, geomorphology and vegetation type were reported. Each individual was described, reporting its dimension and growth status. The growth model of each species was assessed; the annual growth unit was visually identified from the occurrence of whorls and/or of growth scars left by the terminal bud and from changes in the appearance of the bark. The value of such evidences was verified cutting randomly chosen stems and branches at proximal and distal position of the evidence. The age of each individual was then estimated counting the annual units from the top to the basis of the main stem. The kind of evidence chosen was dependent on the specific growth model outlined for each species. Two independent estimations were performed, and the discrepancy was recorded as ‘estimation uncertainty’ for further analysis (see following paragraph); such

uncertainty was increased by 1 year in the case of occurrence of dead stems and/or ambiguous evidences, like possible false scars or intermediate whorls.

To verify age estimation performed as above, wherever possible a core was extracted from the basis of the stem with an increment borer; seedlings and saplings too small to be cored were cut at the ground level. Multi-stemmed (polycormic) individuals were sampled below lateral shoot inception, except for few cases where a lateral shot was sampled (Table 2). When multiple stems emerged from the ground (Table 2), we sampled the oldest one as close as possible to the ground level.

Cores or cross sections were obtained at the ground level for 24 specimens (44.4%) for *Picea abies*, 36 (60%) for *Pinus cembra*, 28 (50.9%) for *L. decidua* and 36 (65.4%) for *F. sylvatica*, respectively. For the remaining samples, the coring height was always lower than 30 cm (except for two polycormic samples of *Pinus cembra* and one of *Picea abies* sampled at about 40 cm on a lateral shoot) and lower than 10 cm for 76.3% of the samples (Table 1). Whenever the core could not be extracted from the ground level, tree age was estimated only to the coring height in order to always have a comparable age from tree ring counting and visual estimation. The values obtained by ring counting were referred to as ‘real age’, which did not coincide with total tree age when the sampling was performed above the ground level.

Analyses

Cores and cross-sections were air-dried, finely sanded and growth rings were counted. The number of missing rings for off-center cores was estimated locating the pith from the curvature of the inner ring and using the average growth rate of the contiguous ring (five, if available, or fewer) (Paulsen et al. 2000; Batllori and Gutierrez 2008). The uncertainty of such estimation was put equal to the number of missing rings; an additional uncertainty was considered in case of extremely narrow rings and/or other ambiguous evidences and the overall value was recorded as ‘ring count uncertainty’ for further analysis.

The estimated age (x) was compared with the real age (y) through linear regression; the slope of the regression line and its r^2 values were calculated cutting the dataset at different age and dimension (height and diameter) thresholds. The goodness of fit between our data and the theoretical $y = x$ function was assessed through the reduced chi square test (Taylor 1982), using estimation and ring count uncertainties as x and y error, respectively. Values of reduced chi square lower than 1.5 indicate a good fit; however, values lower than 1 indicate an ‘overfitting’, due to error overestimation, meaning that the uncertainties in the data are too large. Also the values of the reduced chi

		Trees			
		Mean	Standard deviation	Minimum	Maximum
Table 1 Summary of the collected and estimated data by species					
<i>Picea abies</i> (n = 54)					
Altitude (m a.s.l.)		2,251.32	51.400	2,054	2,325
Slope (°)		18.70	13.430	0	50
Height (cm)		175.46	81.353	10	360
Diameter (cm)		4.65	2.233	1	10
Coring height (cm)		8.26	8.670	0	40
Estimated age		13.85	5.682	5	31
Real age		14.37	7.484	4	37
Estimation uncertainty		1.80	1.290	1	6
Ring count uncertainty		0.96	1.197	0	5
<i>Pinus cembra</i> (n = 60)					
Altitude (m a.s.l.)		2,320.34	112.320	2,027	2,460
Slope (°)		20.58	9.527	0	50
Height (cm)		81.58	62.586	15	300
Diameter (cm)		3.30	2.300	0.5	10
Coring height (cm)		5.28	8.581	0	40
Estimated age		14.93	6.812	5	37
Real age		15.07	7.313	5	40
Estimation uncertainty		1.33	0.901	1	4
Ring count uncertainty		0.82	1.081	0	5
<i>Larix decidua</i> (n = 55)					
Altitude (m a.s.l.)		2,255.00	92.042	2,024	2,431
Slope (°)		18.36	12.021	0	50
Height (cm)		150.05	81.489	35	280
Diameter (cm)		3.95	2.133	1	11
Coring height (cm)		8.05	9.35	0	230
Estimated age		12.35	5.441	5	27
Real age		11.55	7.236	5	42
Estimation uncertainty		2.15	1.322	1	6
Ring count uncertainty		0.71	0.762	0	3
<i>Fagus sylvatica</i> (n = 55)					
Altitude (m a.s.l.)		1,337.04	222.475	1,094	1,662
Slope (°)		20.58	12.653	0	40
Height (cm)		160.45	112.370	20	450
Coring height (cm)		3.49	5.937	0	25
Diameter (cm)		2.42	1.627	1	6
Estimated age		14.51	7.000	3	35
Real age		15.33	9.304	3	47
Estimation uncertainty		1.63	1.327	1	5
Ring count uncertainty		1.31	1.245	0	5

square were calculated cutting the dataset at different age and dimension thresholds.

The difference between the estimated and the real age (estimation error) was transformed into absolute value and its correlation with tree age and dimension was assessed by Pearson's correlation coefficient. The influence of individual characteristics and of environmental data on the reliability of the age estimation was assessed by ANOVA and Tukey's HSD tests. Analyses were performed with the

PASW Statistics 18.0 package (SPSS Inc., Chicago, IL, USA).

Results

The age of the sampled individuals ranged from 3 to 47 years. Height and diameter ranged from 0.10 to 4.5 m and from 4 to 110 mm, respectively (Table 1). The overall

Trees

Table 2 Total occurrence of polycormic individuals and sampling position relative to lateral shoot inception for individuals with multiple stems occurring above ground level

	N	Polycormic individuals	Multi stemmed at ground level	Multi stemmed above ground level	
				Sampled below shoot inception	Sampled above shoot inception
<i>Picea abies</i>	54	31 (57.4%)	5 (16.1%)	21 (67.7%)	5 (16.1%)
<i>Pinus cembra</i>	60	29 (48.3%)	6 (20.7%)	17 (58.6%)	6 (20.7%)
<i>Larix decidua</i>	55	24 (43.6%)	6 (25.0%)	16 (66.7%)	2 (8.3%)
<i>Fagus sylvatica</i>	55	20 (36.4%)	11 (55.0%)	7 (35.0%)	2 (10.0%)

Percentage values in parentheses for polycormic individuals refer to the total number of samples (N). Percentage values for multi-stemmed individuals refer to the number of polycormic individuals

error in the estimation ranged from -15 to 13 years (mean = -0.165 ; mode and median = 0 , standard deviation = 3.92) (Fig. 1) and its absolute value was significantly lower for *Pinus cembra* than for *L. decidua* and *Picea abies* (ANOVA test: $p = 0.002$ and $p = 0.032$, respectively), while *F. sylvatica* did not show any significant difference from the other species (Fig. 2). For all the species, the absolute value of the error did not vary significantly between monocormic and polycormic individuals and between individuals with and without vertical growth (ANOVA test).

Picea abies

All the axes show a monopodial, rhythmic growth (Fig. 3). The main stem and the main branches are orthotropic, at least in young trees and in the upper part of older individuals; afterwards, the main branches become almost plagiotropic, particularly in their proximal part. The growth model is thus somewhat intermediate between Rauh's and Massart's models (modified Rauh's model: Mougouin et al. 1993). Within the age and dimension range of the studied individuals most of the branches showed orthotropic growth and typical Rauh's model. The annual units are well-marked by whorls originating from the subapical buds and by a more or less visible scar (Fig. 4). However, some adventitious buds may originate additional twigs in the middle of the annual growth (sylleptic growth), which can be rather easily identified as they do not originate a whorl and are not associated with a scar. With increasing age, scars become less visible and whorl branches may die; their traces tend to be covered by bark as the stem gets thicker.

Individuals growing in harsh environment generally show loss of apical dominance, traumatic reiteration and occurrence of more than one main stem (polycormy). The complete loss of vertical growth was observed in only 3 individuals (5.6%), while polycormy occurred in 31 individuals (57.4%) (Table 2); traumatic reiteration seemed thus to maintain the original architecture.

For *Picea*, the mean age estimation error was -0.519 years (slight underestimation); the highest error values were $+13$ years and the distribution of the error was generally symmetrical (Table 3). The correspondence between the estimated and the real age was generally good (Fig. 5). The estimation error was highly significantly correlated with tree age (Pearson's $r = 0.630$, $p < 0.001$) and age/diameter ratio. ($r = 0.378$, $p = 0.005$) but not with tree dimension (height and diameter). The error varied significantly between the different geomorphology units (ANOVA test: $p = 0.003$): it was higher for individuals growing on rock outcrops than for those on debris, regular slopes and moraines (Tukey's HSD test: $p = 0.002$, 0.012 , 0.020 , respectively). Cutting the dataset at decreasing age thresholds (Fig. 6), the slope of the regression line fell below 1 indicating a tendency to overestimation of the youngest individuals. Such tendency was not apparent cutting the dataset at decreasing dimensional (height and diameter) thresholds: on the contrary, the age of the smallest individuals appeared to be underestimated. The overall fit with the $y = x$ function was the best amongst the investigated species: reduced chi square is equal to 2.1 and drops below 1.5 for trees younger than 20 years (Fig. 7).

Pinus cembra

Pinus cembra develops according to the typical Rauh's model with orthotropic, monopodial axes (Fig. 3). With senescence, the growth pattern becomes irregular as the apical dominance becomes less evident and the crown shape is altered by sylleptic reiterations, but the development model remains the same, similar to what is observed in other pine species such as *Pinus pinea* (Mutke et al. 2005). In young individuals, annual growth units are clearly visible, both for the occurrence of whorls and for the evident scar ahead the whorl of branches. The scar remains visible for many years due to the thin and smooth bark (Fig. 4), but an overestimation of age is made possible by the occurrence of scar-like traces in the bark. Like

Fig. 1 Frequency distribution of the estimation error for all the species (*upper panel*) and for each species (*lower panels*)

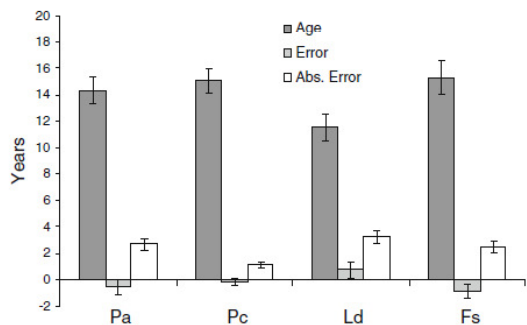
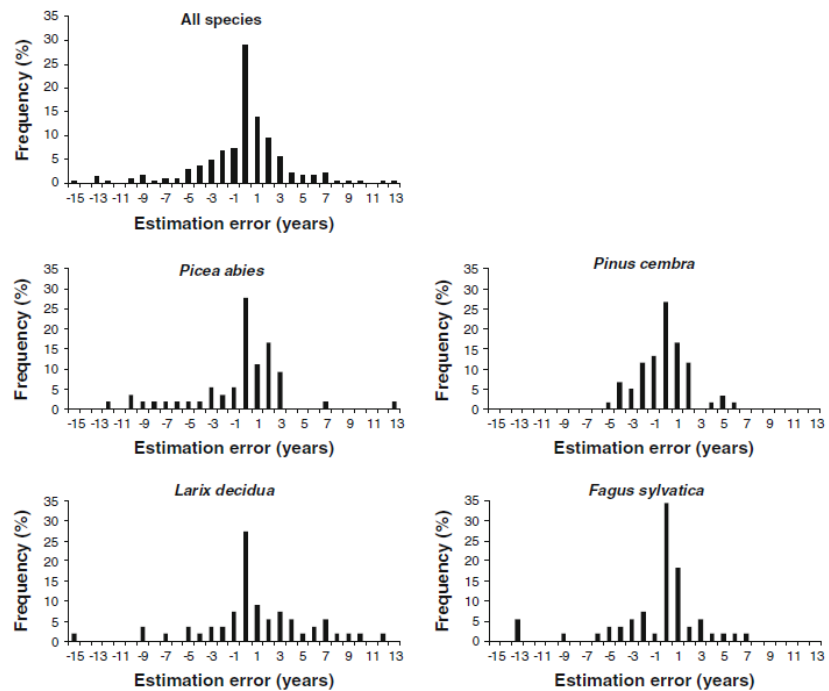


Fig. 2 Means of age, estimation error and absolute value of estimation error (abs. error) for the investigated species. Error bars indicate the standard error. Pa = *Picea abies*, Pc = *Pinus cembra*, Ld = *Larix decidua*, Fs = *Fagus sylvatica*

Picea, but less frequently, additional branches may develop from adventitious buds. The absence of vertical growth was observed in 10 individuals (16.7%), polycomy in 29 individuals (48.3%) (Table 2).

The mean estimation error was -0.133 years; the highest error was $+6$ years; the distribution of the error was symmetrical (Table 3). The overall age estimation was good (Fig. 5). The error was highly significantly correlated with tree age ($r = 0.428$, $p = 0.001$), and significantly correlated with age/height ratio ($r = 0.279$, $p = 0.031$)

and with altitude ($r = 0.305$, $p = 0.018$), and varied significantly between different morphology units (ANOVA: $p < 0.001$). Tukey's HSD test revealed a significantly higher estimation error on rock outcrops than on regular slopes ($p < 0.001$). The slope of the regression line and the r^2 values did not show important changes at decreasing age and dimension thresholds, even if a general trend to overestimation could be observed (Fig. 6). Notwithstanding the good age estimation, the fit with the $y = x$ function resulted poor and worsened considering only the youngest and smallest individuals (Fig. 7), because estimation uncertainties were underestimated.

Larix decidua

Like the previous species, larch follows Rauh's model, but its growth is complicated by the occurrence of two kinds of branches, dwarf shoots (brachyblasts) and long shoots (macroblasts). The shoot of the current growing season bears singly spaced needles; on the following year, lateral buds may originate a dwarf shoot or a lateral ramification. Dwarf shoots may remain unchanged and bear a bundle of needles or develop into a long shoot (or, in mature trees, give origin to male or female cones: Farrar 1995). A dwarf shoot may remain quiescent for many years before giving origin to a long shoot: this makes the age estimation difficult, because a shoot can be more than 1 year younger

Trees

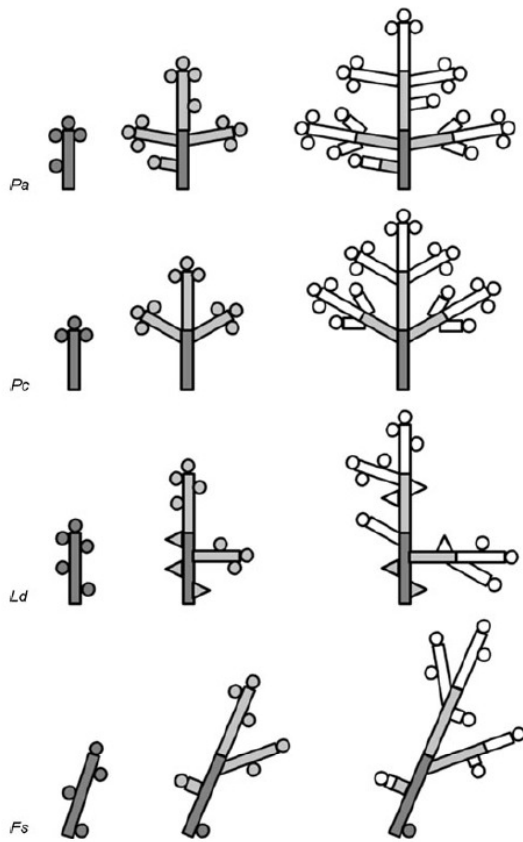


Fig. 3 Schematic representation of the growth patterns of the investigated species over 3 years. Colors from dark grey to white indicate the development of successive years. Circles indicate buds, triangles represent short shoots (brachyblasts). Pa = *Picea abies*, Pc = *Pinus cembra*, Ld = *Larix decidua*, Fs = *Fagus sylvatica*

than that of the previous order (Fig. 3). Furthermore, annual growth units are not marked by whorls, and scars are visible only in the first years. Annual growth could thus be detected mainly through the different appearance of the bark in successive years (Fig. 4).

The absence of vertical growth was observed in 8 individuals (14.5%), polycormy in 24 individuals (43.6%) (Table 2).

The regression analysis showed for larch the lowest r^2 values (Fig. 6), even if a general agreement between estimated and real ages could be observed. The mean error was 0.80 years, the only positive amongst the investigated species. However, the distribution of the error was slightly left-skewed, although not significantly (Table 3) and the highest error was a 15-year underestimation on an individual at 2,350 m a.s.l. *L. decidua* showed the highest mean absolute error (3.27 years: Fig. 2). The error was

highly significantly correlated with tree age ($r = 0.413$, $p = 0.002$), altitude ($r = 0.348$, $p = 0.009$) and tree diameter ($r = 0.426$, $p = 0.001$) and did not vary significantly between different vegetation and morphology units. A trend to overestimation with overall low r^2 values could be observed cutting the dataset at decreasing age thresholds. However, with diameters <2 cm good estimation values could be reached (Fig. 6); this was confirmed by the evaluation of the goodness of fit, which showed a sudden increase considering diameters <2.5 cm, although a trend to overfitting could be observed at 1.5 cm (Fig. 7).

Fagus sylvatica

Beech growth follows Troll's model, with plagiotropic stem and branches. The annual shoot is preformed within the terminal bud and ends its growth with the new terminal bud rather early in the season. The terminal (first) and the second bud usually develop into long shoots, while the successive buds normally develop into short shoots or leaf bundles. Successive growth thus results in units consisting in a main shoot and a secondary one at its base (Figs. 3, 8). However, vigorous growth may allow more buds to develop into long shoots or, conversely, severe condition may produce very short growth deriving only from the terminal bud. A very distinctive scar (Fig. 4) marks the boundary between two successive elongations. In the most favourable conditions, such scars can be easily identified for the successive 10 years. When the stem gets older and thicker the boundary between two successive growth units becomes less clear, but can often be found ahead of the main ramifications, which usually originate from the second (subapical) bud. Polycormy was observed in 20 individuals (36.4%) (Table 2).

The mean estimation error was -0.82 years. The highest error was -13 years; the distribution of the error was significantly left-skewed (Table 3). The overall age estimation was good (Fig. 5); the error was highly significantly correlated with tree age ($r = 0.778$, $p < 0.001$), tree height ($r = 0.530$, $p < 0.001$), tree diameter ($r = 0.607$, $p < 0.001$) and altitude ($r = 0.460$, $p < 0.001$), while environmental variables (vegetation and morphology) did not affect the estimation. A general increase of the estimation accuracy was observed with the progressive cutting of the dataset (Fig. 6). A good fit with the $y = x$ function is reached for age <20 years, height <150 cm and diameter <4 cm (Fig. 7).

Discussion

Knowledge of the growth pattern of the investigated species made the arrangement of the successive growth units

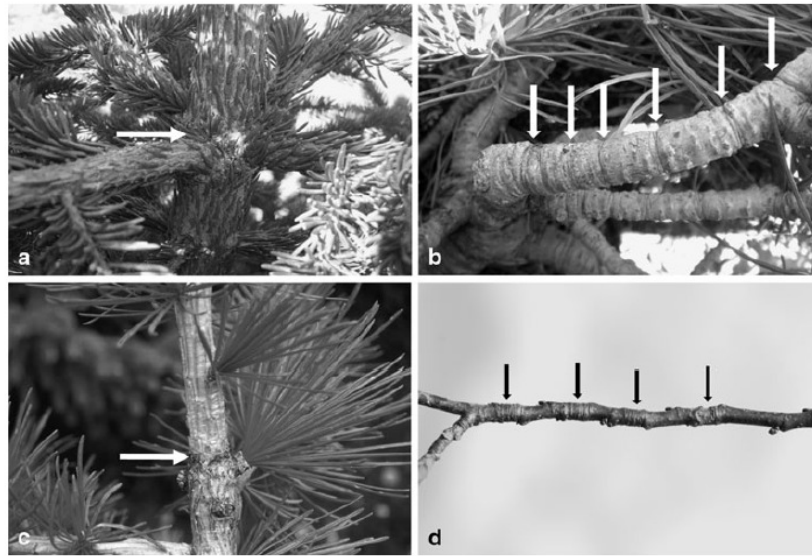


Fig. 4 a Limit between two successive growth units in *Picea abies*, b scars marking the annual growth units in *Pinus cembra*, c limit between 2 and 3-years-old growth units in *Larix deciduas*, d scars marking annual growth units in *Fagus sylvatica*

Table 3 Statistics of the distribution of the estimation errors

	<i>Picea abies</i>	<i>Pinus cembra</i>	<i>Larix decidua</i>	<i>Fagus sylvatica</i>
<i>N</i>	54	60	55	55
Mean	-0.519	-0.133	0.800	-0.818
Median	0.000	0.000	0.000	0.000
Mode	0.000	0.000	0.000	0.000
Maximum overestimation	13	6	12	7
Maximum underestimation	-12	-5	-15	-13
Standard deviation	4.219	2.221	4.774	4.046
Skewness	-0.414	0.299	-0.470	-1.442
Std. error skewness	0.325	0.309	0.322	0.322
Ratio skewness/Std. error skewness	-1.277	0.967	-1.461	-4.483
Kurtosis	2.353	0.703	1.789	3.049
Std. error kurtosis	0.639	0.608	0.634	0.634

predictable, and thus the age estimation could be performed with generally good results. The main factor affecting the estimation was the age of the individual. This can be due to the accumulation of possible errors with increasing age and to the decreasing evidence of markers of annual growth units. However, only *F. sylvatica* and, to a lesser extent, *Pinus cembra* showed a coherent increase of the estimation with decreasing age and dimension, while the other species often showed contrasting trends (Fig. 6),

probably indicating increasing variability in radial and vertical growth of the trees with age. Particularly *Picea abies* showed a general trend to age overestimation for the youngest individuals and to underestimation for the smallest ones (Fig. 6). These contrasting results could be explained with the difficult individuation of growth units for small but relatively old individuals. The decrease of fit with decreasing tree size and age is also due to the low number of samples and the subsequent low r^2 values.

Our data showed no significant difference in the estimation in case of loss of vertical growth or polycormy, thus indicating that in most of the traumatic reiteration processes the architectural model and the growth pattern remain unchanged. This is particularly important at the treeline, where harsh climatic conditions may result in stunted forms as a result of successive losses of apical growth as the tree gets taller and grows above the snow cover and beyond the effects of radiative heating from the ground (Tranquillini 1979; Payette et al. 1996; Paulsen et al. 2000). Difficulties may arise in the evaluation of the total age of polycormic individuals as the estimated age could correspond to that of a secondary shoot and thus be substantially lower than that of the whole individual (genet).

The observed effect of altitude on the estimation accuracy may be due to the fact that the species showing a highly significant increase of the error with altitude (*F. sylvatica* and *L. decidua*) showed also a significant increase of age ($r = 0.447$ and 0.422 , respectively). Thus, trees of

Trees

Fig. 5 Estimated versus real age for the investigated species. Dashed line is $y = x$, continuous line is the linear regression line

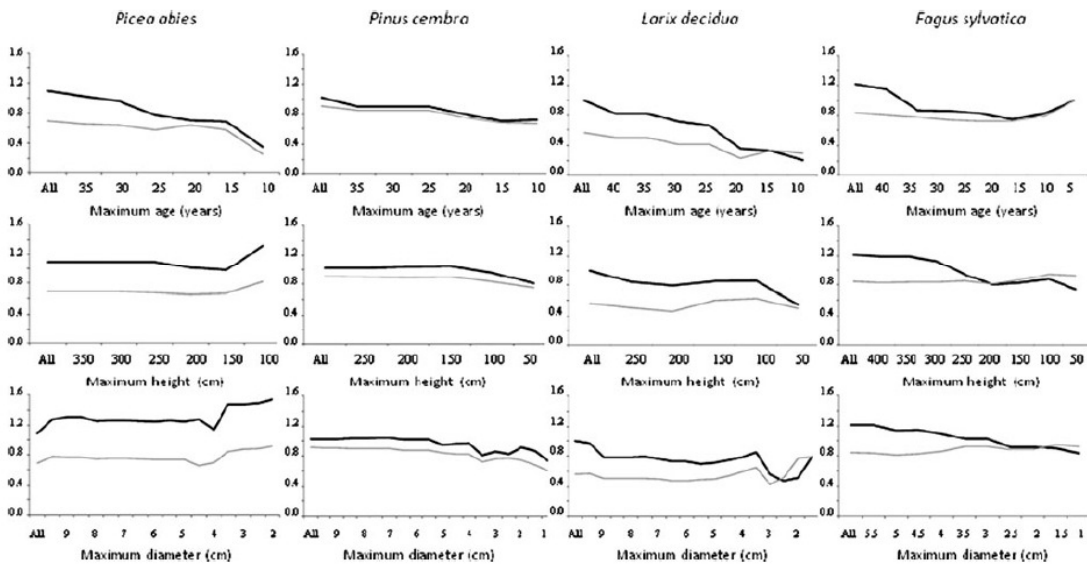
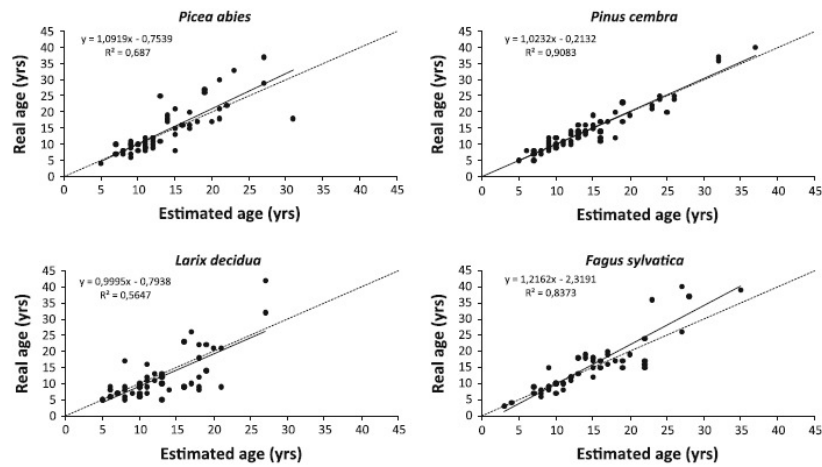


Fig. 6 Values of the slope of linear regression (black line) and of its r^2 values (grey line) for successive cuts of the dataset at different age and dimension thresholds. "All" indicates the whole dataset. Slope values >1 indicate age underestimation, <1 overestimation

comparable size were older at higher altitude and more difficult to estimate, probably due to less favourable conditions for tree growth with increasing altitude. Such problems did not occur for *Pinus cembra*: this species shows a fast upwards expansion in the study area (Caccianiga et al. 2008) and the majority of the uppermost individuals, size being equal, are younger than those of other species.

Our analyses allowed evaluation not only of the accuracy of the estimation, but also its coherence with the uncertainties estimated on the field and in laboratory. An "easy" species to evaluate could lead to underestimation of

such uncertainties, resulting in poor fit in spite of small absolute errors. This may represent a problem in case of incorrect choice of the resolution of age frequency for data presentation and elaboration (see conclusion). This is the case of *Pinus cembra*, which gave good results because the traces of the apical bud could be observed along the stem for many years (up to 40 in the most favourable case), causing an underestimation of uncertainties, particularly for small individuals.

On the other hand, the estimation error of *Picea abies* was often high in spite of its well known regular growth

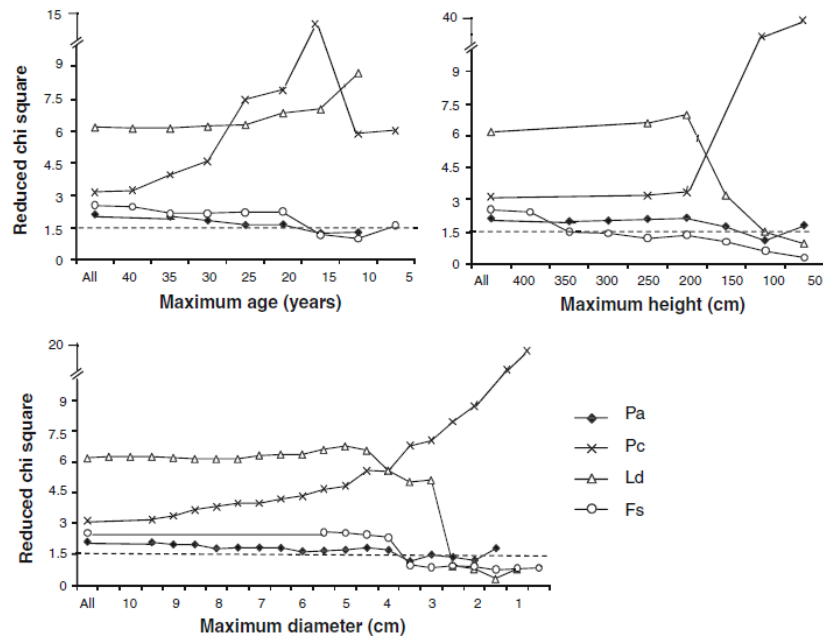


Fig. 7 Goodness of fit of our age estimation with the theoretical $y = x$ function, expressed by reduced chi square for successive cuts of the dataset at different age and dimension thresholds. "All" indicates

the whole dataset. Dashed line indicates the threshold value of 1.5 (see text). Note the scale change of the y axis. Pa = *Picea abies*, Pc = *Pinus cembra*, Ld = *Larix decidua*, Fs = *Fagus sylvatica*



Fig. 8 Regular growth pattern in a *Fagus sylvatica* sapling. Stem and main branches originate from the development of the first and the second bud of each annual unit

pattern; this is probably due to the fact that both of its annual growth evidences (branch whorls and bud scars) disappear with tree ageing, almost at the same time. This resulted in high correlation value between estimation error and tree age and in a general underestimation for trees older than 10–15 years. However, the age evaluation showed good results considering the uncertainties of estimation. Also *F. sylvatica* showed a general underestimation for older trees, due to the rapidly increasing diameter and the disappearance of the lateral branches, resulting in the highest correlation values between estimation error and tree age. At the same time, small trees gave the best combination between accurate estimation and realistic evaluation of the uncertainties.

The most problematic species was *L. decidua*, due to the occurrence of only one reliable age marker like bark appearance, and to the possible error induced by the occurrence of short shoots with an almost unpredictable development into long shoots. For this species, the assessment of relatively old and stunted individuals could be affected by a significant error, and only the smallest (in terms of diameter) individuals could be acceptably estimated, still often with large uncertainties and consequent overfitting with the expected $y = x$ trend.

Total versus partial tree age evaluation

For demographic studies the accurate estimation of total individual age is of paramount importance and could affect the interpretation of the observed age and distribution patterns (Wong and Lertzman 2001; Peters et al. 2002; Batllori et al. 2009). Our method allowed the estimation of total tree age as long as it could be performed to the ground level: in this work this could be obtained in about 55% of the cases because of the difficulties in obtaining a reliable tree ring count for verification and not because of problems in the estimation method per se, which could have been always performed to the stem basis. For the remaining samples, sampling height was generally low (lower than 10 cm for two-thirds of the samples and higher than 25 cm for only 2.2%): in these cases the “real” age used in the analyses was different from total tree age. As with dendrochronology, whenever the age estimation could not be performed to the ground level a correction must be applied (Wong and Lertzman 2001). Height growth rates can be very variable, strongly affected by species and local ecological conditions (Wong and Lertzman 2001; Gutsell and Johnson 2002; Batllori and Gutierrez 2008; Koch 2009); for example, Koch (2009) found growth rates from 0.37 to 5.27 cm year⁻¹ for conifers growing on glacier forelands in British Columbia, thus meaning 2–27 years to reach 10 cm, while Gutsell and Johnson (2002) estimated 5–10 years to reach the same height for boreal forest species. Without the need of extracting a core for verification, height correction should be infrequently applied, whenever morphological or site constraint could prevent from reaching the ground level during the estimation.

Also when polycormic individual occurred, only in few cases the sampling was performed on a lateral shoot (Table 2), and again this was due to difficulties in obtaining reliable core for verification. On the other hand, problems occur for polycormic individuals with multiple stems emerging from the ground, where the evaluation could necessarily give only a partial (minimum) age, i.e. age referred to a lateral shoot: in our study this was the case for about 10% of conifer individuals and 20% of *Fagus* individuals (Table 2). For species reproducing from root sprouts, like beech, an additional and not resolvable problem is the dating of the whole individual (genet). Also spruce could give similar problem because of its capability of vegetative reproduction (Laberge et al. 2001); however, unlike other *Picea* species like *P. mariana*, the occurrence of extensive layering and subsequent establishment of clonal patches is infrequent. Fine scale analyses outlined an additional problem in finding the true root collar, which may lie below ground and can be identified only through anatomical analysis, giving a further underestimation (Gutsell and Johnson 2002; Batllori et al. 2009). These

problems are known also for dendrochronological analysis (Peters et al. 2002) and constitute a source of uncertainties difficult to eliminate in any study.

Conclusion

Our estimation was accurate within 2 years in about two thirds of the cases, and within 5 years in about 85% of the cases (Fig. 1), with specific values ranging from 76% for *Larix* to 98% for *Pinus*. Given the young age of most of the sampled individuals, our results could be applied mainly to the young tree stages, which usually correspond to lowest diameter values: age estimation can thus be used complementarily with dendrochronology with very high resolution. In fact, considering only individuals with diameter too small to be cored (<c.3 cm), estimation was accurate within 2 years in 77% and within 5 years in more than 95% of the cases. Problems may arise with stunted individuals with very slow growth rate, with age >20 years corresponding to diameter <3 cm. In case of difficulties in reaching the root collar, height age correction must be applied: methods which take into account early radial growth, as those proposed by Wong and Lertzman (2001), are probably the most suitable for trees growing at the treeline, even if they imply the cutting of individuals too small to be cored, which are those mainly addressed by our method, to set up a site- and species-specific model of height growth.

For demographic studies the arrangement of data into 5-year age classes could represent a good compromise between estimation accuracy and further errors such as those originating from the individuation of the root collar. The percentage of multi-stemmed trees or clonal sprouts should be always taken into account, particularly for broad-leaved species like *Fagus*. Finally, in order to correctly evaluate data resolution for further elaboration and interpretation, a realistic and species-specific evaluation of the uncertainties is necessary to assess the accuracy of the estimation, particularly for those appearing as the easiest species.

Acknowledgments The authors are grateful to Silvia Cisani, Martino De Capitani, Silvia Ladina, Arianna Rossi, Duccio Tampucci and Lorenzo Caccianiga for assistance on the field and in the analyses, and to two anonymous referees for thoughtful comments.

References

- Batllori E, Gutierrez E (2008) Regional tree line dynamics in response to global change in the Pyrenees. *J Ecol* 96:1275–1288
- Batllori E, Camarero JJ, Ninot JM, Gutierrez E (2009) Seedling recruitment, survival and facilitation in alpine *Pinus uncinata* tree line ecotones. Implications and potential responses to climate warming. *Global Ecol Biogeogr* 18:460–472

- Bégin C, Filion L (1999) Black spruce (*Picea mariana*) architecture. *Can J Bot* 77:664–672
- Bell AD (1991) Plant form. An illustrated guide to flowering plant morphology. Oxford University Press, Oxford
- Caccianiga M, Payette S (2006) Recent advance of white spruce (*Picea glauca*) in the coastal tundra of the eastern shore of Hudson Bay (Québec, Canada). *J Biogeogr* 33:2120–2135
- Caccianiga M, Andreis C, Armiraglio S, Leonelli G, Pelfini M, Sala D (2008) Climate continentality and treeline species distribution in the Alps. *Plant Biosyst* 142:66–78
- Camarero JJ, Gutierrez E (2004) Pace and pattern of recent treeline dynamics: response of ecotones to climatic variability in the Spanish Pyrenees. *Clim Change* 63:181–200
- Farrar JL (1995) Trees of the Northern United States and Canada. Iowa State University Press, Iowa
- Gutsell SL, Johnson EA (2002) Accurately ageing trees and examining their height-growth rates: implications for interpreting forest dynamics. *J Ecol* 90:153–166
- Hallé F (2004) Architectures des plantes. JPC Editions
- Hallé F, Oldeman RAA (1970) Essai sur l'architecture et la dynamique de croissance des arbres tropicaux. Masson et Cie, Paris
- Hallé F, Oldeman RAA, Tomlinson PB (1978) Tropical trees and forests. An architectural analysis. Springer, Berlin
- Harsch MA, Hulme PE, McGlone MS, Duncan RP (2009) Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecol Lett* 12:1040–1049
- Hättenschwiler S, Smith WK (1999) Seedling occurrence in alpine treeline conifers: a case study from the central Rocky Mountains, USA. *Acta Oecol* 20:219–224
- Holtmeier FK (2003) Mountain timberlines. Ecology, patchiness, and dynamics. *Advances in global change research*, volume 14. Kluwer, Dordrecht
- Koch J (2009) Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology—Some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. *Quater Geochronol* 4(2009):130–139
- Laberge MJ, Payette S, Pitre N (2001) Development of stunted black spruce (*Picea mariana*) clones in the subarctic environment: a dendro-architectural analysis. *Ecoscience* 8:489–498
- Mayer H (1974) Wälder der Ostalpenraumes. Gustav Fischer, Jena
- McCarthy DP, Luckman BH, Kelly PE (1991) Sampling height-age error correction for spruce seedlings in glacial forefields, Canadian Cordillera. *Arct Alp Res* 23:451–455
- Mougin E, Lopes A, Karam MA, Fung AK (1993) Effect of tree structure on X-band microwave signature of conifers. *IEEE T Geosci Remote* 31:655–667
- Mutke S, Sievänen R, Nikinmaa E, Perttunen J, Gil L (2005) Crown architecture of grafted stone pine (*Pinus pinea* L.): shoot growth and bud differentiation. *Trees Struct Funct* 19:15–25
- Paulsen J, Weber UM, Körner C (2000) Tree growth near treeline: abrupt or gradual reduction with altitude? *Arct Antarct Alp Res* 32:14–20
- Payette S, Delwaide A, Morneau C, Lavoie C (1996) Patterns of tree stem decline along a snow-drift gradient at treeline: a case study using stem analysis. *Can J Bot* 74:1671–1683
- Pereg D, Payette S (1998) Development of black spruce growth forms at treeline. *Plant Ecol* 138:137–147
- Peters VS, Macdonald SE, Dale MRT (2002) Aging discrepancies of white spruce affect the interpretation of static age structure in boreal mixedwoods. *Can J For Res* 32:1496–1501
- Pezzi G, Ferrari C, Corazza M (2008) The altitudinal limit of beech woods in the Northern Apennines (Italy). Its spatial patterns and some thermal inferences. *Folia Geobot* 43:443–459
- Robinson DF (1996) A symbolic framework for the description of tree architecture models. *Bot J Linn Soc* 121:243–261
- Taylor JR (1982) An introduction to error analysis. The study of uncertainties in physical measurements. University Science Books, Sausalito
- Tranquillini W (1979) Physiological ecology of the alpine timberline. Springer, Berlin
- Wiegand T, Camarero JJ, Ruger N, Gutierrez E (2006) Abrupt population changes in treeline ecotones along smooth gradients. *J Ecol* 94:880–892
- Wong CM, Lertzman KP (2001) Errors in estimating tree age: implications for studies of stand dynamics. *Can J For Res* 31:1262–1271

Capitolo 9

Different treeline types show contrasting responses to climate fluctuations

CHIARA COMPOSTELLA¹, MARCO CACCIANIGA²

¹Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milano, Italy.

²Dipartimento di Biologia, Sezione di Botanica Sistemática, Università degli Studi di Milano, Via Celoria 26, 20133 Milano, Italy.

E-mail: marco.caccianiga@unimi.it

Tel +39 0250314848

Fax +39 0250314840

Correspondence Author: Marco Caccianiga, Dipartimento di Biologia, Sezione di Botanica Sistemática, Università degli Studi di Milano, Via Celoria 26, 20133 Milano, Italy. E-mail: marco.caccianiga@unimi.it

To be submitted to "New Phytologist"

9.1 Summary

- Treeline position is considered as mainly determined by growth season temperature, but the response of treelines worldwide to climate warming are not straightforward; treeline shape seems to affect present dynamics. We aimed to assess treeline structure and dynamics in areas with different treeline type, species composition and bioclimatic conditions applying a homogeneous sampling.
- We performed a detailed, individual-based survey of different treeline types in three areas Italian Alps (Valtellina and Val Camonica) and Northern Apennines (Mt. Cusna). The climatic profile at the treeline was assessed for each site. All the individuals belonging to tree species were recorded and described along altitudinal transects from the closed forest to the species limit; the age of each individual was assessed through a core or estimated through the individuation of annual growth units. The structure and dynamics of the treeline ecotone was described through the main altitudinal limits and the abruptness pattern of tree height, density and age.

- Treeline was markedly different in the three areas. The alpine sites showed diffuse treeline, but only in one site (Valtellina) an advancing dynamics could be observed. The Apennine treeline was abrupt and completely static, even if the climatic parameters at the species limit were much more favourable than the alpine ones.
- Our study confirmed the variable dynamics of the treeline ecotone even within a relatively restricted area and the connection between treeline shape and dynamics. A main role is probably played by species composition which is in turn determined by bioclimatic features and historical events.

9.1.1 Key words

Alps, Apennines, Climate change, Treeline dynamics, Treeline pattern.

9.2 Introduction

The position of the treeline (the uppermost or northernmost limit of tree growth form) represents a well-known climatic boundary, and a powerful proxy for past and present climate variations. Summer temperatures are widely considered the main factor affecting the position of both latitudinal and altitudinal treelines (Tranquillini, 1979; D'Arrigo & Jacoby, 1993; Briffa *et al.*, 1995; Körner, 1998; Körner & Paulsen, 2004; Körner & Hoch, 2006); however, also the role of winter temperatures and of precipitation regimes has proved to be critical (Camarero & Gutierrez, 2004; Bader *et al.* 2007; Caccianiga *et al.*, 2008; Harsch *et al.* 2009; Kharuk *et al.*, 2010). Körner (1998, 2008) and Körner & Paulsen (2004) found surprisingly constant mean temperature values of the growth season at the treeline worldwide (equal to 6.7 ± 0.8 °C) associated with soil temperature (Körner & Hoch, 2006); only in few cases (e.g. *Fagus sylvatica* Mediterranean treelines) temperatures at the treeline were found to be substantially higher, phenomenon interpreted as due to genus-specific boundaries (Körner & Paulsen, 2004).

However, the ongoing global temperature increase is not causing a global advance of treelines worldwide (Holtmeier & Broll, 2007; Batllori *et al.*, 2009; Harsch *et al.*, 2009; Harsch & Bader, 2011) thus emphasizing the complexity of climate-treeline relationship; moreover, the different species composition at the treeline (driven by bioclimatic, historical or biogeographic factors) could result in different responses to climatic forcing (Lloyd *et al.*, 2005; Caccianiga & Payette, 2006).

Studies combining detailed analysis at local or regional scale (e.g. Wiegand *et al.*, 2006; Bader *et al.*, 2007) or based on global meta-analysis of published research worldwide (Harsch *et al.*, 2009; Harsch & Bader, 2011) showed the determining role of treeline type on the response to climate variations, and thus its importance for the inference of the underlying processes. Treelines could be classified as “abrupt” (i.e. a continuous canopy with no decline in density right up to treeline), “diffuse” (characterized by decreasing tree density with increasing altitude or latitude) or “krummholtz” treelines, characterized by stunted trees (Wiegand *et al.*, 2006; Harsch *et al.*, 2009; Harsch & Bader, 2011).

The assessment of treeline responses to climate is strongly influenced by the spatial and temporal scale of the analysis (Holtmeier & Broll, 2005). At local scale (from microsite to landscape scale) local factors can override general climatic trends and comparisons between different situations are not possible; on the other hand, regional to global scale analyses must rely on data of different origin and homogeneity or on wide remote sensing data set which may not reflect the actual site condition.

The present work aims to assess treeline dynamics in areas with different treeline type, species composition and bioclimatic conditions applying a homogeneous and detailed, individual-based demographic analysis. We included areas which agree (Alps) or not (Apennines) with the general scheme of temperature distribution at the treeline assessed worldwide by Körner & Paulsen (2004). We chose sites where climatic and paleoenvironmental data are available or under investigation, to outline any evidence of past treeline fluctuations occurred earlier than the present warming cycle, in order to assess long-time treeline stability of the studied areas.

9.3 Methods

9.3.1 Study areas

The sampling was performed in three study areas, two on the Italian Alps (Valtellina and Val Camonica) and one on the Northern Apennines (Mt. Cusna area) (Fig. 9.1). Study areas were chosen along a climatic gradient from continental to oceanic climate within the temperate bioclimatic region on the basis of the co-occurrence the following criteria. 1) The occurrence of natural treelines, i.e. treelines not affected as much as possible by anthropic factors. To assess whether a treeline is “natural” or not, we used the two criteria defined by Körner and Paulsen (2004): the consistent highest position of tree stands in a region and the visible, commonly rapid elevational deterioration of tree stature, as well as the observation of plant communities and of the pattern of present human exploitation (grazing). 2) The different treeline shape. 3) The availability of climate data from nearby weather stations. 4) The existence of palaeoclimatic archives (i.e. bogs, paleosols, archaeological sites) in order to have the opportunity to put the observed present treeline dynamics in a wider frame.

Valtellina site is located in the uppermost part of the valley; it is surrounded by the peaks of the Ortles-Cevedale group (Gran Zebrù, 3859 m; Monte Cevedale, 3764 m) and comprises many minor valleys. Its uppermost part is occupied by the Forni Glacier, the largest valley glacier in Italy, and by many minor glaciers. The climate is continental: precipitations are scarce (855 mm/y at 1730 m a.s.l.) and concentrated in summer. A closed forest dominated by *Picea abies* and *Pinus cembra* is replaced above 2200 m a.s.l. by open *Larix decidua* - *Pinus cembra* stands.

Val Camonica is separated by Valtellina by the Gavia Pass (2621 m); its climate is more humid (1410 mm/y at 1820 m a.s.l.) and oceanic than that of upper Valtellina because of the north-south orientation of the main valley. *Pinus cembra* is very rare and dispersed in the whole valley and absent in its uppermost part; coniferous

woods are represented by closed *Picea abies*-dominated forests replaced by *Larix decidua* open forests above c. 2000 m a.s.l.

Mt. Cusna (2120 m) is the second highest peak of the Tuscan-Emilian Apennines, c. 230 km apart from the alpine sites. The climate is characterized by abundant and well distributed precipitations (2000 mm/y), with summer minimum. The present vegetation is characterized by deciduous forest dominated by beech (*Fagus sylvatica*). *Abies alba* locally occurs; *Picea abies* is represented on the whole Apennine chain by two small relict populations (Vescovi *et al.*, 2010a,b), one of which (Passo del Cerreto) c.10 km apart from the study area.

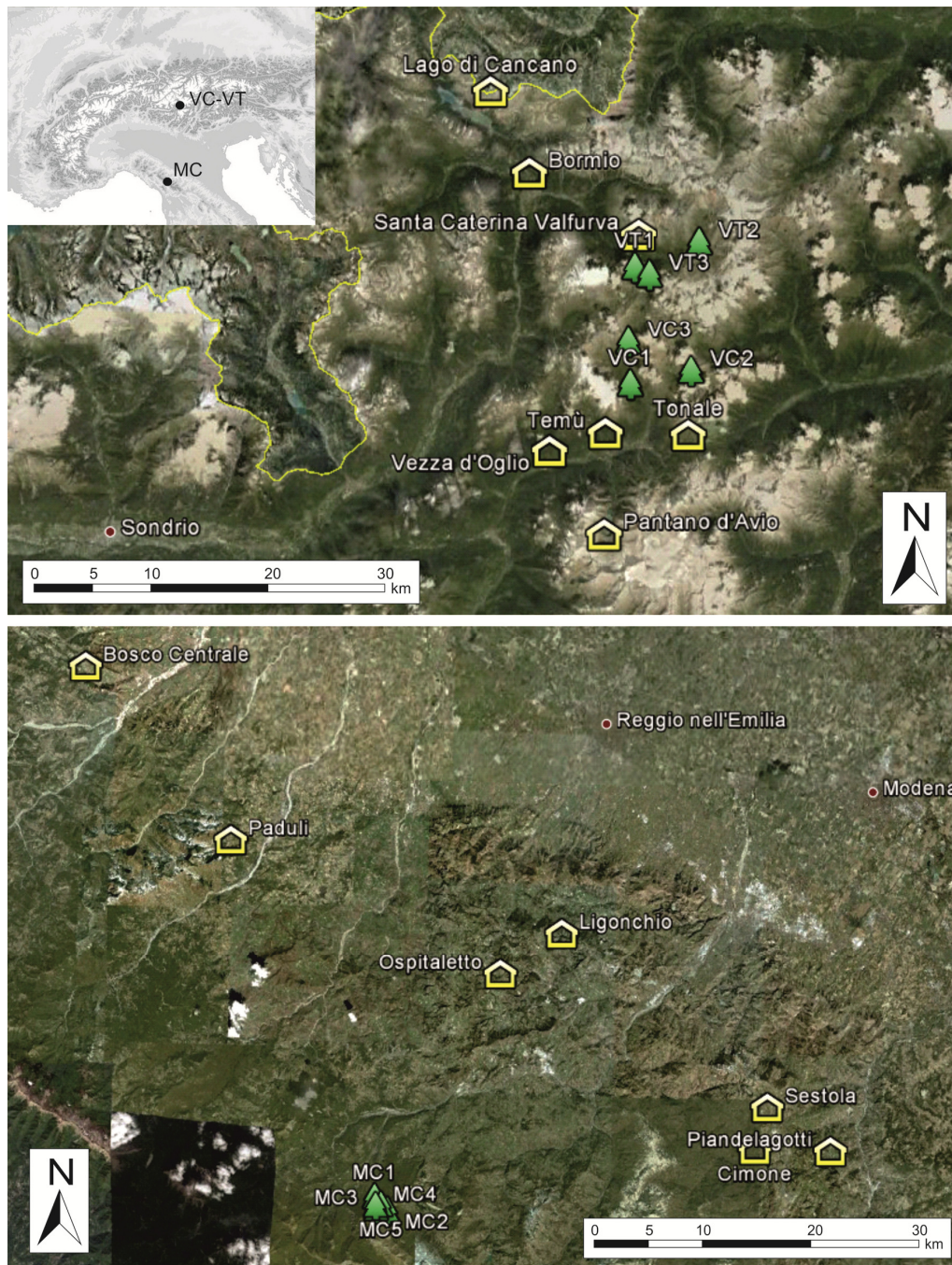


Fig. 9.1: Study areas; green trees: transects; yellow houses: weather stations.

9.3.2 Field work

The analysis was performed along altitudinal transect ranging from the closed forest to the uppermost individual of tree species, i.e. across the forest and tree limit up to the species limit. In the present work, we used the term treeline to indicate generically the whole ecotone from the forest to the species limit. To indicate the limit of the tree growth form (i.e. the uppermost upright individual > 3 m) we used the term tree limit.

Up to the tree limit, each transect was composed by 20x20 m quadrats, spaced about 50 m in elevation from each other. The total length of each transect was highly variable, depending from the overall structure of the treeline. (Table 9.1). Within each quadrat, every individual belonging to a tree species was recorded and described (height, basal diameter, growth form, polycormy); its position was assessed through a portable GPS (Garmin GPSMap 60cx) with a precision < 6m. The minimum age of each individual was obtained by a core extracted with an increment borer as close as possible to the ground. For the individuals too small to be cored, the age was obtained through the counting of whorls (for conifers) and of scars separating each annual growth (for broad-leaved species and for *Larix decidua*). The accuracy of this method was tested by Caccianiga & Compostella (2011). For multi-stemmed individuals (particularly *Fagus sylvatica*) we sampled the oldest available stem; in this case, the minimum age obtained could be substantially lower than the actual age of the genet. Above the tree limit (i.e. above the uppermost upright individual > 3 m) every single individual was recorded following a linear transect 20 m wide up to the species limit; the same parameters were recorded as below the tree limit.

Area	Transect	N of trees	N of quadrats	Tree limit (m a.s.l.)	Species limit (m a.s.l.)	Distance tree-species limit	Max density (individuals/ha)	Mean age 80th percentile	Max Abruptness age	Max Abruptness height	Max Abruptness density	Abruptness age at species limit	Abruptness height at the species limit	Abruptness density at the species limit	Mean age 90th percentile
Val Camonica	VC1	67	7	2344	2450	106	300	23.4	0.4	0.37	0.62	0.40	0.05	0.25	19.9
Val Camonica	VC2	80	4	2400	2415	15	200	13	0.77	0.57	0.5	0.77	0.24	0.214	13
Val Camonica	VC3	20	1	2370	2459	89	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Valtellina	VT1	510	10	2376	2576	200	1200	9.5	0.68	0.43	0.416	0.08	0.04	0.1	10.4
Valtellina	VT2	89	3	2400	2534	134	475	9.4	0.56	0.75	0.68	0.37	0.20	0.05	8.2
Valtellina	VT3	41	1	-	2499	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt. Cusna	MC1	115	4	1725	1730	5	1775	13	0.59	0.62	0.59	0.16	0.10	0.26	8
Mt. Cusna	MC2	116	2	1713	1714	1	2850	19	0.56	1	0.98	0.56	1	0.98	20.7
Mt. Cusna	MC3	111	3	1724	1724	0	1325	146.4	0.85	0.52	0.84	0.85	0.48	0.38	148
Mt. Cusna	MC4	100	3	1765	1765	0	1775	86.6	1	0.68	1	1	0.68	1	54.8
Mt. Cusna	MC5	9	1	1720	1720	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Table 9.1: Transect data. Abruptness data are not given for transects consisting of a single quadrat. The quadrat of transect VT3 was placed above the tree limit.

9.3.3 Climatic data

To assess the climatic profile of the study areas we considered thirty-year averaged monthly temperature data from the nearest available weather stations (1961-1990 for Mt. Cusna, 1955-1984 for Val Camonica; for Valtellina we chose the longest available series from the period 1955-1998: Table 9.2). For Mt. Cusna, to take into account recent climate changes to be compared with present peculiar treeline dynamics, we considered also available data of the last twenty years (1990-2009); such data consist of daily maximum, minimum, and mean temperature.

For each study area the responses of monthly temperature data to altitude were assessed through linear regression. For the recent dataset monthly linear regression was calculated separately for each year. For different altitudes we calculated average monthly and growth season (i.e. May-September; Körner & Paulsen, 2004) temperatures. For all the datasets further climatic indices were calculated: Kira's warmth index (WI), Holdridge's annual biotemperature (ABT) as indicators of growing season warmth, Kira's coldness index (CI) as indicator of coldness sum and Gorcynsky's continentality index (K); such indices were calculated following Fang & Lechowicz (2006); continentality index compensated for altitude (Icc: Rivas-Martinez, 2004; Caccianiga *et al.*, 2008) was also calculated.

9.3.4 Analysis

Cores were mounted and prepared through the standard methods of dendrochronology and were visually crossdated through the occurrence of exceptionally narrow or, less frequently, large rings. The number of missing rings for off-center cores was estimated locating the pith from the curvature of the inner ring and using the average growth rate of the contiguous ring (five, if available) (Paulsen *et al.*, 2000; Batllori & Gutierrez, 2008). Tree density was calculated as the number of individuals ha^{-1} . For *Fagus sylvatica* we considered the number of genets (stumps); the actual number of stem could be substantially higher, as individuals are often multi-stemmed. The age and dimensional structure of the treeline was assessed through the abruptness index proposed by Wiegand *et al.* (2006), calculated for tree age, height and density. This index was calculated both for each transect and for each study area. In order to outline the main gradients within our dataset and to compare the different transects, principal components analysis (PCA) was applied using selected transect attributes: altitude of tree- and species limit and their distance (i.e. altitudinal difference), maximum density, abruptness values (maximum and at the species limit); mean age of the uppermost individuals (i.e. those recorded the altitudinal 80th percentile).

Study site	Station	Latitude	Longitude	Altitude	Observation period
Valtellina	Bormio	46°28'	10°22'	1225	1955-1984
Valtellina	Lago di Cancano	46°32'	10°19'	1948	1978-1998
Valtellina	Santa Caterina Valfurva	46°25'	10°30'	1740	1973-1994
Val Camonica	Temù	46°15'	10°28'	1100	1955-1984
Val Camonica	Veza d'Oglio	46°14'	10°24'	1070	1955-1984
Val Camonica	Tonale	46°15'	10°34'	1777	1955-1984
Val Camonica	Pantano d'Avio	46°10'	10°28'	2325	1955-1984
Mt. Cusna	Ospitaletto	44°29'	10°31'	1140	1961-1990
Mt. Cusna	Cimone	44°21'	10°70'	2165	1961-1990
Mt. Cusna	Piandelagotti	44°21'	10°53'	1209	1961-1990
Mt. Cusna	Ligonchio	44°31'	10°35'	928	1961-1990
Mt. Cusna	Paduli	44°35'	10°13'	1139	1961-1990
Mt. Cusna	Sestola	44°23'	10°76'	1020	1961-1990
Mt. Cusna	Bosco centrale	44°43'	10°03'	748	1961-1990
Mt. Cusna	Ozola	44°28'	10°36'	1220	1961-1990
Mt. Cusna	Ospitaletto (ARPA)	44°29'	10°31'	1140	2002-2010
Mt. Cusna	Castelnovo ne' Monti	44°26'	10°24'	702	1996-2009
Mt. Cusna	Bosco centrale	44°43'	10°03'	748	1990-1998
Mt. Cusna	Fontanaluccia	44°18'	10°34'	787	1990-2009
Mt. Cusna	Ligonchio	44°31'	10°35'	928	1995-2009
Mt. Cusna	Sestola	44°23'	10°76'	1020	1990-2009
Mt. Cusna	Febbio	44°17'	10°25'	1050	1990-2009
Mt. Cusna	Paduli	44°35'	10°13'	1139	1990-2009
Mt. Cusna	Ospitaletto (Ozola)	44°29'	10°31'	1140	1990-2009
Mt. Cusna	Piandelagotti	44°21'	10°53'	1209	1990-2009
Mt. Cusna	Ozola diga	44°28'	10°36'	1220	1990-2002
Mt. Cusna	Bargetana	44°16'	10°24'	1729	2003-2005
Mt. Cusna	Cimone	44°21'	10°70'	2165	1999-2006

Table 9.2: Weather stations. Source: Environmental Regional Agencies (ARPA) of Emilia-Romagna and Lombardy regions and Istituto Idrografico del Po, Annali Idrologici.

9.4 Results

9.4.1 Altitudinal limits and treeline spatial structure

Valtellina (643 individuals sampled) reached the highest species limit (*Pinus cembra*, 2576 m). The uppermost tree > 3 m could be observed at 2400 m (*Larix decidua*). The species limit was up to 200 m above the tree limit (transect VT1; Table 9.1). The ecotone showed an overall decline of tree height with increasing altitude up to c. 2250 m (Fig. 9.2 and Fig. 9.5), followed by a smoother decrease of tree dimension; the abruptness index for height reached its maximum values well below the species limit (at c. 2250 m for transect VT1 and 2350 m for transect VT2) and was always low at the species limit (maximum value 0.20, Table 9.1). Tree density reached its maximum (1200 individuals ha⁻¹; transect VT1) at 2235 m and dropped to 125 individuals ha⁻¹ at the species limit; the highest abruptness index for density (0.68) was observed at 2350 m (transect VT2). *Pinus cembra* was by far the commonest species (86% of the sampled individuals) followed by *Larix decidua* and *Picea abies*.

In Val Camonica (167 individuals sampled) trees were sparser (maximum density 300 individuals ha⁻¹ at 2360 m); tree species limit (*Larix decidua*) occurred at 2459 m, and tree limit at 2400 m. However, only eight individuals could be observed above the tree limit. Tree height declined through a regular gradient, steeper than that observed in Valtellina in the uppermost part (Fig. 9.2 and Fig. 9.5). Abruptness for height reached its maximum value (0.57) at c. 2250 m (transect VC2); at the species limit was slightly higher than in Valtellina (0.24, transect VC2). Abruptness for density reached its maximum at c. 2250 m (0.62). *Larix decidua* was the dominant species (96% of the sampled individuals), followed by *Picea abies*. In spite of the proximity with the Valtellina site, *Pinus cembra* was completely absent from the study area.

On Mt. Cusna (453 individuals sampled) tree stands were much denser than the alpine ones (up to 2850 individuals ha⁻¹); tree and species limit (both *Fagus sylvatica*) were coincident and occurred at 1765 m, where trees up to 8-10 m tall could be found (Fig. 9.2 and Fig. 9.5). The maximum value of abruptness could be observed at species limit both for height and for density (both 1.00, i.e. the maximum height and density was reached at the species limit: transects MC2 and MC4). Almost all the sampled individuals were *Fagus sylvatica* (95.5%) followed by *Sorbus aucuparia*.

9.4.2 Age structure

In Valtellina age trend with increasing altitude followed closely that of dimension (Fig 9.3 and Fig. 9.5). Old-growth *Pinus cembra* individuals (c. 500 years) occurred up to 2300 m; then age decreased sharply and no tree older than 50 years occurred above 2400 m. The uppermost part of the ecotone (above 2500 m) was occupied by *Pinus cembra* seedlings and saplings younger than 5 years, except for a 45-years old krummholz at 2553 m. Abruptness values for age reached the maximum value at the lowermost part of each transect (0.68 at transect VT1); at the species limit abruptness for age was always very low (maximum value 0.37 at transect VT2).

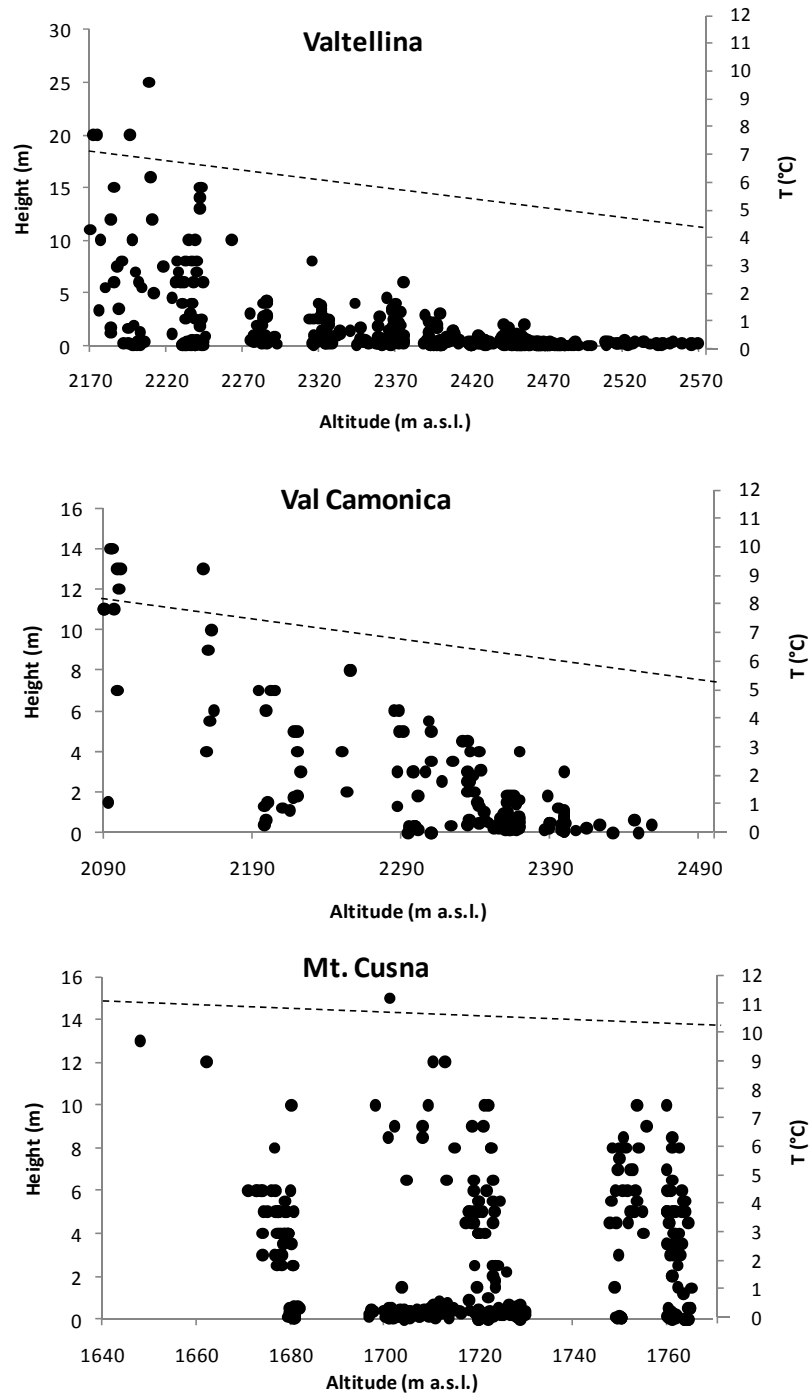


Fig. 9.2: Tree height/altitude relationship in the three study areas. Each point represents a single individual. Dashed line indicates altitudinal trend of the average temperature of the growing season (May-September).

In Val Camonica, individuals were markedly younger (the oldest specimen was 110 years old) and age did not follow a clear decreasing trend with altitude (Fig. 9.3 and Fig. 9.5). The colonizing front composed by seedlings and saplings observed in Valtellina could not be found, and the uppermost individuals were from 10 to 50 years old. Abruptness values for age reached the maximum value at the species limit (0.40 and 0.77 at transects VC1 and VC2, respectively).

At Mt. Cusna, old-growth *Fagus sylvatica* specimens (up to 350 years) occurred at every altitude up to the species limit, together with seedlings and saplings (Fig. 9.3 and Fig. 9.5); the maximum values of abruptness were observed at the species limit (0.56, 1 and 0.85 at transects MC2, MC3 and MC4, respectively). Only at transect MC1 the maximum abruptness values could be observed at lower altitudes.

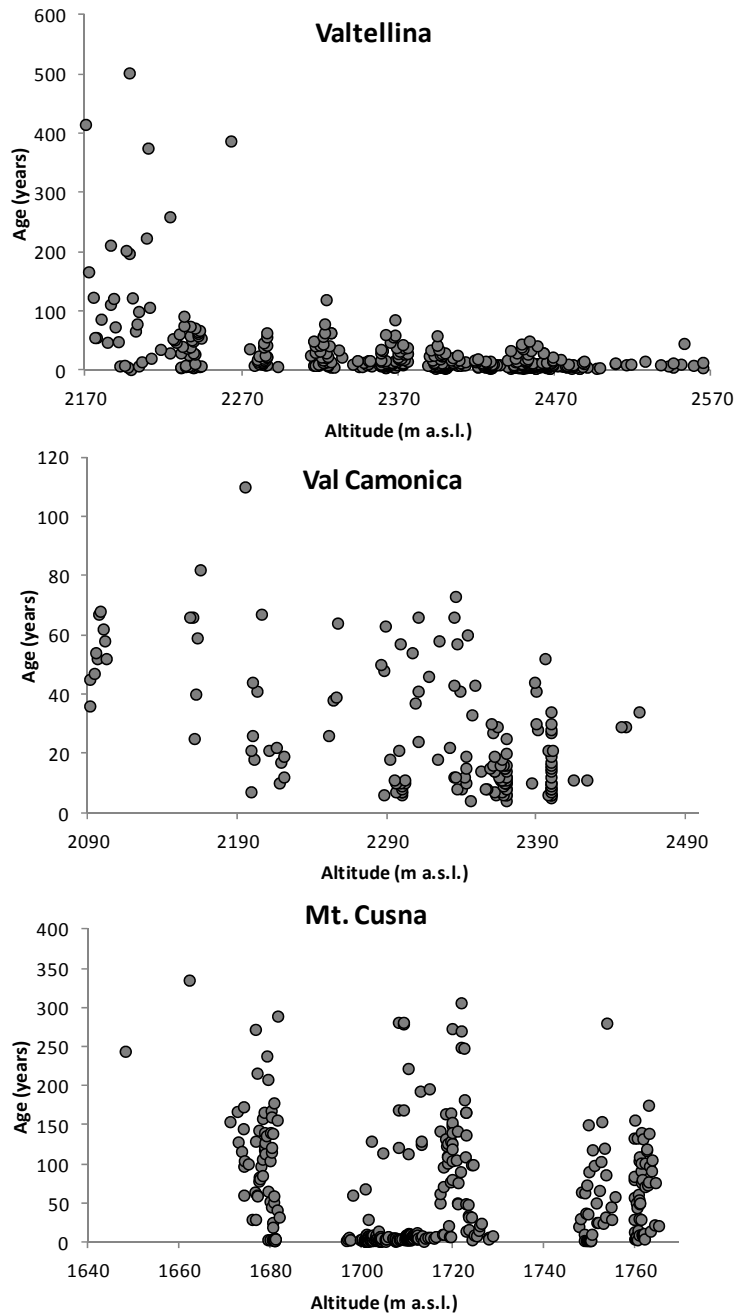


Fig. 9.3: Tree age/altitude relationship in the three study areas. Each point represents a single individual.

Age distribution of seedling and sapling at the species limit showed a regular trend for Mt. Cusna, with youngest seedlings being the most frequent; Alpine sites showed a lower occurrence of seedling and saplings and the 10-16 year age class as the most abundant (Fig. 9.4).

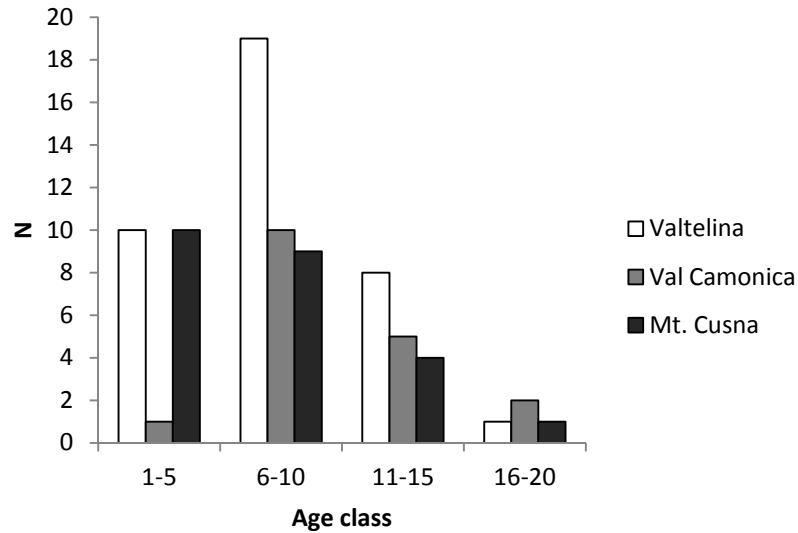


Fig. 9.4: Age distribution of seedlings and saplings (age < 20 years) in the altitudinal 80th percentile of each study site. Data are arranged into 5-years age classes.

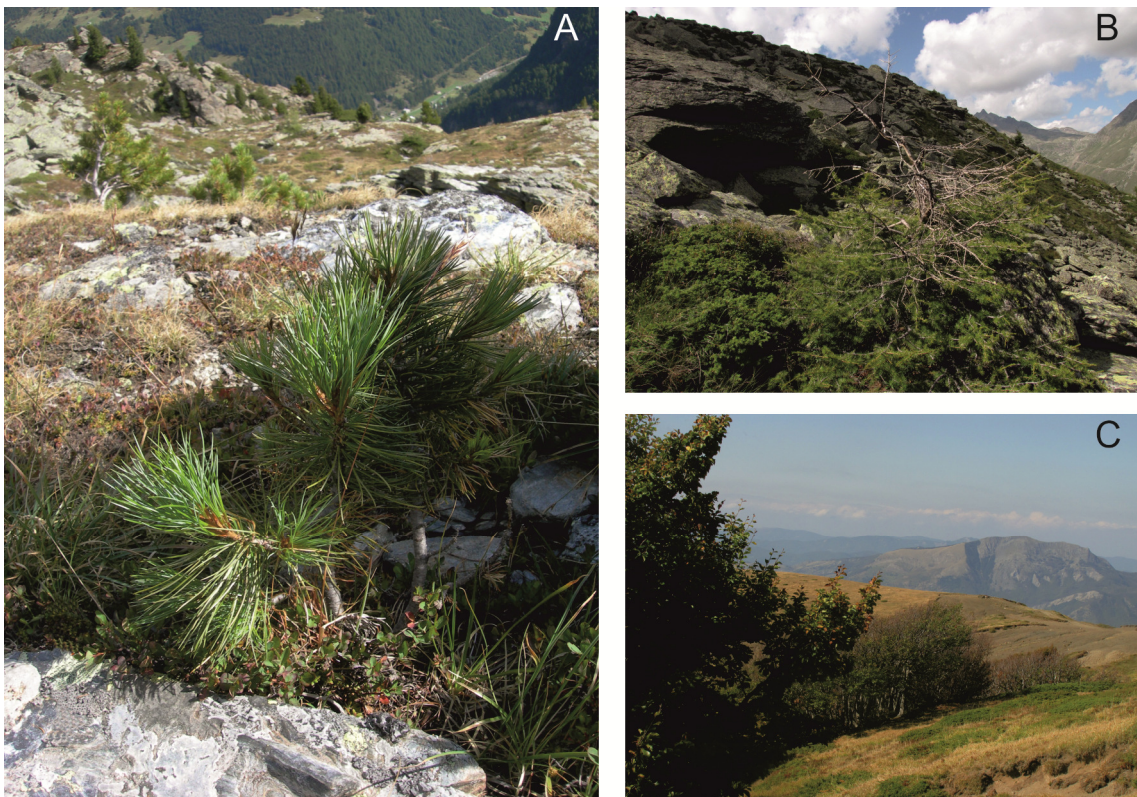


Fig 9.5: Different treeline shapes. a) Diffuse and advancing treeline (age decrease with increasing altitude; Valtellina). b) diffuse "krummholz" treeline (old individuals in the upper part of the transects; Val Camonica). c) abrupt and completely static treeline (no recruitment few meters above the present tree- and species limit, Mt. Cusna).

PCA axis 1 (61.23%) was positively correlated with high abruptness values for density and height and negatively correlated with altitudes of tree- and species limit and their distance. Alpine sites were placed in the field of negative axis 1 coordinates, Apennine sites in the positive one. Axis 2 (17.64%) was positively correlated with abruptness for age and with age of the uppermost individuals; within Alpine sites, Val Camonica occupied the positive field and Valtellina the negative one along this axis (Fig. 9.6).

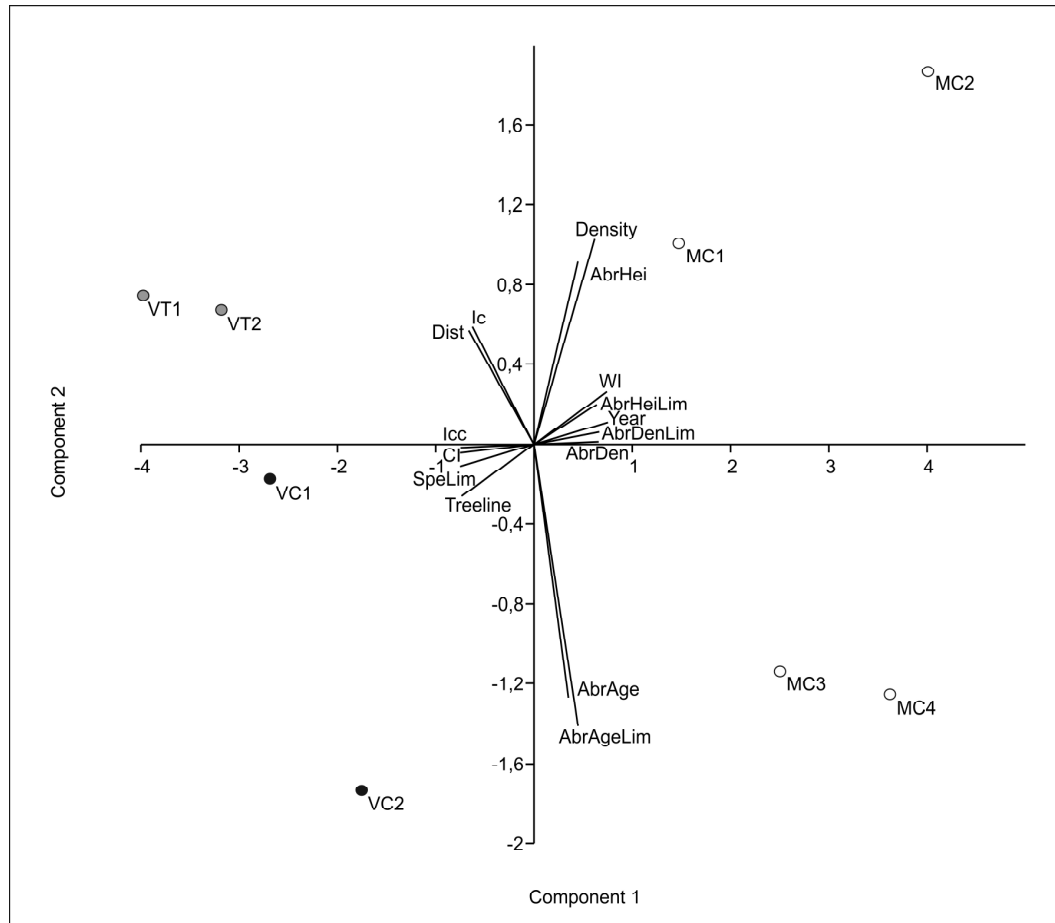


Fig. 9.6: Age distribution of seedlings and saplings (age < 20years) in the altitudinal 80th percentile of each study site. Data are arranged into 5-years age classes.

9.4.3 Altitudinal limits and climatic data

The May-September temperature value of 6.7° was reached at 2220 m in Valtellina, 2230 m in Val Camonica and 2376 m at Mt. Cusna, respectively. Growing season temperature at the tree- and species line at Mt. Cusna was c. 10.4°C . (Table 9.3)

WI and ABT indices were similar in Valtellina and Val Camonica altitude being equal (e.g. at the tree limit, WI= 5.93 and 5.79, respectively); Valtellina resulted more continental than Val Camonica (at 2400 m: Icc=32.06 and 30.9 and K=21.34 and 17.39, respectively). At Mt. Cusna, WI and ABT indices at the tree- and species limit (1760 m) were equal to 28.14 and 5.12, respectively. Continentality was lower than that of the Alpine sites (Icc and K= 26.15 and 17.75, respectively), also altitude being equal (Table 9.3).

Valtellina																				
Altitude (m a.s.l.)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	YEAR	Ic	Icc	Mean May-Sep	WI	ABT	CI	K
2000	-7.01	-6.82	-3.22	-0.23	4.61	8.24	10.89	10.64	6.98	2.78	-2.76	-5.96	1.51	17.90	29.90	8.27	16.75	3.68	-58.61	21.91
2100	-7.69	-7.69	-3.97	-1.14	3.76	7.44	10.15	9.97	6.18	2.06	-3.45	-6.58	0.75	17.84	30.44	7.50	13.74	3.30	-64.70	21.77
2200	-8.37	-8.56	-4.72	-2.05	2.91	6.64	9.41	9.30	5.38	1.34	-4.14	-7.20	-0.01	17.78	30.98	6.73	10.73	2.91	-70.79	21.63
2300	-9.05	-9.43	-5.47	-2.96	2.06	5.84	8.67	8.63	4.58	0.62	-4.83	-7.82	-0.76	17.72	31.52	5.96	8.14	2.53	-77.30	21.49
2400	-9.73	-10.30	-6.22	-3.87	1.21	5.04	7.93	7.96	3.78	-0.10	-5.52	-8.44	-1.52	17.66	32.06	5.18	5.93	2.16	-84.19	21.34
2500	-10.41	-11.17	-6.97	-4.78	0.36	4.24	7.19	7.29	2.98	-0.82	-6.21	-9.06	-2.28	17.60	32.60	4.41	4.48	1.84	-91.84	21.20
2600	-11.09	-12.04	-7.72	-5.69	-0.49	3.44	6.45	6.62	2.18	-1.54	-6.90	-9.68	-3.04	17.54	33.14	3.64	3.07	1.56	-99.53	21.06
r2	0.717	0.823	0.971	0.994	1.000	0.997	0.998	1.000	0.983	0.858	0.721	0.568								

Val Canonica																				
Altitude (m a.s.l.)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	YEAR	Ic	Icc	Mean May-Sep	WI	ABT	CI	K
2000	-6.08	-5.55	-2.71	0.50	4.76	8.42	10.91	10.26	7.51	3.46	-1.56	-5.30	2.05	16.99	28.99	8.37	17.09	3.82	-52.47	19.75
2100	-6.59	-6.09	-3.40	-0.31	3.95	7.72	10.15	9.52	6.86	2.83	-1.94	-5.79	1.41	16.74	29.34	7.64	14.24	3.42	-57.33	19.16
2200	-7.10	-6.63	-4.09	-1.12	3.14	7.02	9.39	8.78	6.21	2.20	-2.32	-6.28	0.77	16.49	29.69	6.91	11.39	3.06	-62.19	18.57
2300	-7.61	-7.17	-4.78	-1.93	2.33	6.32	8.63	8.04	5.56	1.57	-2.70	-6.77	0.12	16.24	30.04	6.18	8.54	2.70	-67.05	17.98
2400	-8.12	-7.71	-5.47	-2.74	1.52	5.62	7.87	7.30	4.91	0.94	-3.08	-7.26	-0.52	15.99	30.39	5.44	5.79	2.35	-72.01	17.39
2500	-8.63	-8.25	-6.16	-3.55	0.71	4.92	7.11	6.56	4.26	0.31	-3.46	-7.75	-1.16	15.74	30.74	4.71	3.66	1.99	-77.60	16.80
2600	-9.14	-8.79	-6.85	-4.36	-0.10	4.22	6.35	5.82	3.61	-0.32	-3.84	-8.24	-1.80	15.49	31.09	3.98	2.16	1.67	-83.81	16.21
r2	0.531	0.771	0.889	0.840	0.842	0.924	0.835	0.839	0.850	0.678	0.796	0.534								

Mt. Cusna																				
Altitude (m a.s.l.)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	YEAR	Ic	Icc	Mean May-Sep	WI	ABT	CI	K
1700	-2.18	-2.20	-0.49	2.28	6.47	10.48	13.54	13.20	10.27	6.25	1.72	-1.05	4.86	15.71	25.91	10.76	30.21	5.35	-31.92	18.05
1730	-2.30	-2.35	-0.66	2.08	6.28	10.29	13.36	13.03	10.12	6.11	1.60	-1.16	4.70	15.65	26.03	10.58	29.17	5.24	-32.79	17.90
1740	-2.34	-2.40	-0.72	2.02	6.21	10.23	13.30	12.97	10.06	6.06	1.55	-1.20	4.65	15.63	26.07	10.52	28.83	5.20	-33.08	17.86
1750	-2.38	-2.44	-0.78	1.95	6.15	10.17	13.24	12.91	10.01	6.01	1.51	-1.23	4.59	15.61	26.11	10.46	28.48	5.16	-33.37	17.81
1760	-2.42	-2.49	-0.83	1.89	6.08	10.10	13.18	12.85	9.96	5.97	1.47	-1.27	4.54	15.59	26.15	10.40	28.14	5.12	-33.66	17.76
1770	-2.46	-2.54	-0.89	1.82	6.02	10.04	13.12	12.79	9.91	5.92	1.42	-1.31	4.49	15.57	26.19	10.34	27.79	5.09	-33.95	17.71
1780	-2.50	-2.59	-0.95	1.76	5.95	9.98	13.06	12.73	9.86	5.87	1.38	-1.35	4.43	15.55	26.23	10.28	27.44	5.05	-34.24	17.66
1790	-2.54	-2.64	-1.01	1.69	5.89	9.91	13.00	12.67	9.80	5.82	1.34	-1.38	4.38	15.53	26.27	10.22	27.10	5.01	-34.53	17.61
1800	-2.58	-2.68	-1.06	1.63	5.82	9.85	12.94	12.61	9.75	5.78	1.29	-1.42	4.33	15.51	26.31	10.16	26.75	4.97	-34.82	17.56
1900	-2.98	-3.16	-1.63	0.98	5.17	9.22	12.34	12.02	9.23	5.31	0.86	-1.79	3.80	15.31	26.71	9.56	23.29	4.59	-37.72	17.07
2000	-3.38	-3.64	-2.20	0.33	4.52	8.59	11.74	11.43	8.71	4.84	0.43	-2.16	3.27	15.11	27.11	8.96	20.47	4.22	-41.26	16.58
2100	-3.78	-4.12	-2.77	-0.32	3.87	7.96	11.14	10.84	8.19	4.37	0.00	-2.53	2.74	14.91	27.51	8.36	18.13	3.86	-45.28	16.09
r2	0.924	0.925	0.937	0.944	0.936	0.917	0.923	0.924	0.922	0.886	0.924	0.904								

Table 9.3: Monthly temperatures and values of the climatic indices calculated for different altitudes in the 3 study areas. R² values for the linear regression are given for each month.

9.5 Discussion

9.5.1 Treeline shape and dynamics in the studied sites

The structure of the treeline ecotone was markedly different in the study sites. Treeline ecotone from Valtellina and Val Camonica could be considered diffuse, as tree height and density decreased gradually from the closed forest to the species limit; the main steps for height and density occurred below the tree limit in both sites (c. 2300 and 2250 m for Valtellina and Val Camonica, respectively). Altitudinal limits were generally higher in Valtellina and the distance between tree- and species limit was greater: furthermore, given the low number of individuals occurring above the tree limit (eight), Val Camonica tree- and species limit could be considered almost coincident. The main difference between the two Alpine sites could be observed concerning age structure: in Val Camonica the decrease in dimension was not paralleled by a decrease in age, and small but relatively old individuals occurred up to the species limit. For this reason, that of Val Camonica could be considered a "krummholz" treeline: in fact, 75% of individuals occurring at altitude \geq the tree limit were multi-stemmed and/or without vertical growth.

Mt. Cusna tree limit occurred at slightly lower altitudes than those indicated by Pezzi *et al.* (2008) on the Northern Apennines (1825 m a.s.l.), although most of the treelines mapped by these authors were located below 1725 m. The treeline was clearly abrupt, with sharp passage from forest to open vegetation. The density values (1300 individuals ha⁻¹ at the tree- and species limit) were lower than those indicated by Wiegand *et al.* (2006) to identify the forest limit (3500 individuals ha⁻¹); however, most of the sampled individuals were multi-stemmed and the actual stem density could be considered that of a "true" forest up to the tree- and species limit.

Mt. Cusna treeline is strikingly different also for its static trend, with no recruitment few meters above the present tree- and species limit, according with the behaviour of most of the static treelines worldwide as reported by Harsch *et al.* (2009) and Harsch & Bader (2011). Both structural and dynamic features of Mt. Cusna treeline are similar to those observed in the southern hemisphere where treeline are mostly abrupt, seedling establishment takes place within 10- 20 m from the tree limit and response to climate warming is not straightforward (Cullen *et al.*, 2001; Wardle, 2008).

9.5.2 Climatic features

In the Alpine sites, growing season temperature at the tree limit is more than 1°C lower than the value of 6.7°C indicated by Körner & Paulsen (2004) (1.52° and 1.26° C for Valtellina and Val Camonica, respectively). In both areas, the 6.7°C value occurs between 2200 and 2300 m and coincides with the main steps for tree density, height and, in Valtellina, age. It should be noticed that the term "treeline" in Körner & Paulsen (2004) refers to the uppermost forest patches with trees >3 m rather than to the uppermost single tree, and this may explain the discrepancies with our data.

On the Apennines, growing season temperature at the tree limit is c. 3.5° C higher than the values indicated by Körner & Paulsen (2004). Again, this pattern is close to those observed at southern hemisphere *Nothofagus*

treelines (Wardle, 2008). Accordingly with those “favourable” parameters and unlike the observed Alpine treelines, trees grow almost undisturbed up to the species limit, where recruitment is effective and all age classes are well represented. Our data agree with global data indicating that abrupt treelines generally occur at lower elevations than those expected in agreement with growing season temperature and are often formed by broadleaved species (Harsch & Bader, 2011). The values of the thermal indices at the local tree limit (1760 m) are strikingly coincident with the extreme limits reported by Fang & Lechowicz (2006) for the upper distribution limits of *Fagus sylvatica*: WI index is equal to 28.14°C month (28°C month at the extreme limit following Fang and Lechowicz (2006)); ABT is = 5.12°C (5.2°C at the extreme limit); average temperature is =4.54°C (4.5°C). (Table 9.3)

On the other hand, climatic data from the last 20 years indicate a temperature rise in comparison with the previous period, with the limiting values of the thermal indices reaching c. 100 m above the present tree- and species limit (Fig. 9.7)

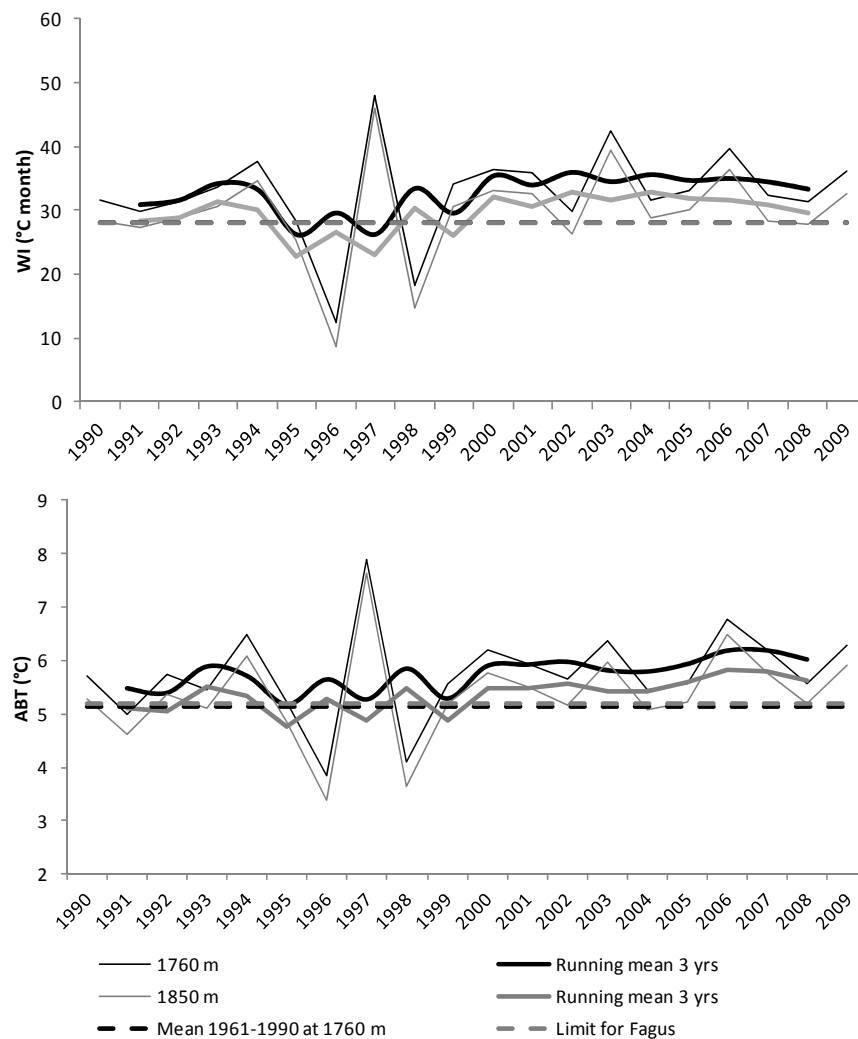


Fig. 9.7: Annual trend of WI Upper panel) and ABT (lower panel) indices at Mt. Cusna from 1990 to 2009 at the present tree- and species limit (1760 m) and at 1850 m. Limit values for *Fagus sylvatica* follow Fang and Lechowicz (2006).

9.5.3 Comparison between different treeline types

Our fine-scale study confirmed the pattern outlined by global scale analyses concerning the relationships between climatic features, treeline shape, dominant species phenology and present dynamics. Broad leaved, abrupt treelines occur in areas with oceanic climate and show few or no advance, whereas areas with increasing continentality host diffuse conifer treelines with the progressive onset of a colonizing front of seedlings and saplings. However, within conifer treelines many important differences could be observed, particularly striking as our alpine study areas are less than 10 km apart.

Diffuse treelines (Valtellina) confirmed their equilibrium with growing season temperature and their sensitivity to present warming (Harsch & Bader, 2011) resulting in active advance. These treelines reach the uppermost altitudes, and seedling recruitment is effective well above the present tree- and forest limit. Seedling mortality is not a limiting factor even at the species limit (Harsch & Bader, 2011) and the only parameter limiting treeline advance is growth limitation.

Our krummholz treelines (Val Camonica) could be considered "diffuse" from the dimension and density point of view and "abrupt" from that of age structure. The species limit is lower than that of Valtellina mainly because of the lack of colonizing front of young individuals. Krummholz treelines are supposed to be mainly limited by dieback (Harsch & Bader, 2011). In our case, a lack of recruitment seems to be important: this can be due to high seedling mortality, low germination rates or to a less effective dispersal strategy of *Larix decidua* compared with zoochorous *Pinus cembra* (Holtmeier & Broll, 2007). Species composition seems to be determining for treeline behaviour, and is probably linked to climatic continentality, *Pinus cembra* being less adapted to relatively oceanic climates (Theurillat & Schlüssel, 2000; Caccianiga *et al.*, 2008). The overall low density of the population may also play a role.

In Valtellina, podzolic soils occur at high altitude (Angelucci *et al.*, 1993) up to c. 2600 m [Cap. 5], suggesting that long term dynamics of tree and forest limit was characterized by important altitudinal variations during the Holocene; no data are available about species composition of those past elevated treelines. In Val Camonica, abundant subfossil *Pinus cembra* logs, up to 7 m tall, found at c. 2400 m at the site of transect VC3 and dated to early-mid Holocene (Ravazzi & Aceti, 2004) [Cap. 10] indicated a past high position of the tree- and probably forest limit linked to different species composition.

Concerning the Apennine abrupt treeline, our data suggest suggest that the present upper limit of *Fagus* coincides with a specific thermal threshold for the species, as suggested by Körner & Paulsen (2004). In this case, the present treeline position could be the contingent result of the historical events which led to the present species composition, while different species could have resulted in higher treeline. This is supported by archaeological and paleobotanical records (Cremaschi *et al.*, 1984; Compostella *et al.*, in prep) indicating a past occurrence of forest vegetation at least up to 2000 m on Mt. Cusna during the early-mid Holocene, but with no evidence of *Fagus*. A prominent role of *Abies alba* in the Northern Apennines throughout the Holocene is likely, as suggested by Watson (1996) and Vescovi *et al.* (2010a,b); its replacement by *Fagus* was probably at least in part induced by human activity (Carcaillet & Muller, 2005; Vescovi *et al.*, 2010a,b). The possibility for

conifers to occupy higher positions than present broadleaved oceanic treelines has been documented in the southern hemisphere after the introduction of alien conifer species (Wardle, 1985, 2008).

On the other hand, if *Fagus* is limited upwards by heath availability, an ongoing dynamics with the present warming should be expected. The lack of response of the treeline position, observed also by Pezzi *et al.* (2008), could be due to the short time interval or to other parameters limiting seedling recruitment or enhancing seedling mortality above the present limit. Spring frost is known amongst the limiting factors for the upwards growth of *Fagus*, particularly for seedlings (Bernetti, 1994). With climate warming, upward shift of beech could be limited by the increase in late frost damage due to anticipated budburst (Cailleret & Hendrik, 2010). Winter temperatures could represent a limiting factor for hardwood species (Wardle, 2008). Also the lack of disturbance events could limit seedling recruitment, as suggested by Cullen *et al.* (2001) for *Nothofagus menziesii* treelines. However, *Vaccinium* heathlands immediately above the treeline seem very similar to the forest gaps few meters below the treeline abundantly colonized by *Fagus* seedlings.

9.6 Conclusion

The present research made it possible to perform a comparison between different treeline types in a relatively small area through a standardized, detailed sampling. We were able to compare situations reported as typical of different hemispheres occurring less than 250 km apart. Our results highlighted the role of species composition in determining shape and dynamics of the treeline ecotone. Species composition is, in turn, determined by climatic features and historical (including anthropic) events. Our analyses emphasized the necessity of combination of studies at global scale, aiming to outline the general rules underpinning treeline position in the world, with detailed, regional to local scale studies which may allow a better comprehension of the mechanisms and the contingent events which determined the present situation.

9.7 Acknowledgements

The authors are grateful to Andrea Algeri, Silvia Cisani, Martino De Capitani, Silvia Ladina, Tiziana Merlini, Arianna Rossi, Duccio Tampucci and Sara Tomiolo for their assistance on the field and in the analyses.

9.8 References

- Angelucci D, Cremaschi M, Negrino F, Pelfini M. 1993. Il sito mesolitico di Dosso Gavia- Val di Gavia (Sondrio-Italia): evoluzione ambientale e popolamento umano durante l'Olocene antico nelle Alpi Centrali. *Preistoria Alpina* 28: 19-32.
- Bader MY, Rietkerk M, Bregt AK. 2007. Vegetation structure and temperature regimes of tropical alpine treelines. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 39 (3): 353–364.
- Batllori E, Camarero JJ, Ninot JM, Gutierrez E. 2009. Seedling recruitment, survival and facilitation in alpine *Pinus uncinata* tree line ecotones. Implications and potential responses to climate warming. *Global Ecology and Biogeography* 18: 460–472.
- Batllori E, Gutierrez E. 2008. Regional tree line dynamics in response to global change in the Pyrenees. *Journal of Ecology* 96: 1275–1288.
- Bernetti G. 1994. Selvicoltura speciale. UTET, Torino
- Briffa KR, Jones PD, Schweingruber FH, Shiyatov SG, Cook ER. 1995. Unusual twentieth-century summer warmth in a 1000-yr temperature record from Siberia. *Nature* 376: 156-159.
- Caccianiga M, Andreis C, Armiraglio S, Leonelli G, Pelfini M, Sala D. 2008. Climate continentality and treeline species distribution in the Alps. *Plant Biosystems* 142 (1): 66-78.
- Caccianiga M, Compostella C. 2011. Growth form and age estimation of treeline species. *Trees – structure and function* DOI 10.1007/s00468-011-0595-1
- Caccianiga M, Payette S. 2006. Recent advance of white spruce (*Picea glauca*) in the coastal tundra of the eastern shore of Hudson Bay (Québec, Canada). *Journal of Biogeography* 33: 2120-2135.
- Cailleret M, Hendrik D. 2010. Effects of climate on diameter growth of co-occurring *Fagus sylvatica* and *Abies alba* along an altitudinal gradient. *Trees*, DOI 10.1007/s00468-010-0503-0
- Camarero JJ, Gutierrez E. 2004. Pace and pattern of recent treeline dynamics: response of ecotones to climatic variability in the Spanish Pyrenees. *Climatic Change* 63: 181–200.
- Carcaillet C, Muller SG. 2005. Holocene tree-limit and distribution of *Abies alba* in the inner French Alps: anthropogenic or climatic changes? *Boreas* 34 (4): 468-476.
- Compostella C, Trombino L, Caccianiga M. Submitted. Late Holocene soil evolution and treeline fluctuations in the Northern Apennines
- Cremaschi M, Biagi P, Accorsi CA, Bandini Mazzanti M, Rodolfi G, Castelletti L, Leoni L. 1984. Il sito mesolitico di Monte Bagioletto (Appennino Reggiano) nel quadro delle variazioni ambientali oloceniche dell'Appennino Tosco-Emiliano. *Emilia Preromana* 9: 11-46.

- Cullen LE, Stewart GH, Duncan RP, Palmer JG. 2001. Disturbance and climate warming influences on New Zealand *Nothofagus* tree-line population dynamics. *Journal of Ecology* 89: 1061–1071.
- D'Arrigo RD, Jacoby G. 1993. Tree growth-climate relationships at the northern boreal forest tree line of North-America - Evaluation of potential response to increasing carbon-dioxide. *Global Biogeochemical Cycles* 7 (3): 525-535
- Fang J, Lechowicz MJ. 2006. Climatic limits for the present distribution of beech (*Fagus L.*) species in the world. *Journal of Biogeography* 33: 1804–1819.
- Harsch MA, Bader MY. 2011. Treeline form – a potential key to understanding treeline dynamics. *Global Ecology and Biogeography* 20: 582–596.
- Harsch MA, Hulme PE, McGlone MS, Duncan RP. 2009. Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecology Letters* 12: 1040–1049.
- Holtmeier FK, Broll G. 2005. Sensitivity and response of northern hemisphere altitudinal and polar treelines to environmental change at landscape and local scales. *Global Ecology and Biogeography* 14: 395-410.
- Holtmeier FK, Broll G. 2007. Treeline advance –driving processes and adverse factors. *Landscape Online* 1: 1–33.
- Kharuk VI, Ranson, KJ, Im ST, Vdovin AS. 2010. Spatial distribution and temporal dynamics of high-elevation forest stands in southern Siberia *Global Ecology and Biogeography* 19: 822–830.
- Körner C. 1998. A re-assessment of high elevation treeline positions and their explanation. *Oecologia* 115: 445–459.
- Körner C. 2008. Winter crop growth at low temperature may hold the answer for alpine treeline formation. *Plant Ecology & Diversity* 1 (1): 3-11.
- Körner C., Hoch G. 2006. A Test of Treeline Theory on a Montane Permafrost Island. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 38 (1): 113–119.
- Körner C, Paulsen J. 2004. A world-wide study of high altitude treeline temperatures. *Journal of Biogeography* 31: 713-732.
- Lloyd AH, Wilson AE, Fastie CL, Landis RM. 2005. Population dynamics of black spruce and white spruce near the arctic tree line in the southern Brooks Range, Alaska. *Canadian Journal of Forest Research* 35, 2073-2081.
- Paulsen J, Weber UM, Körner C. 2000. Tree growth near treeline: abrupt or gradual reduction with altitude? *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 32 (1): 14-20.
- Pezzi G, Ferrari C, Corazza M. 2008. The altitudinal limit of beech woods in the Northern Apennines (Italy). Its spatial patterns and some thermal inferences. *Folia Geobotanica* 43 (4): 443-459.

- Ravazzi C, Aceti A. 2004.. The timberline and treeline ecocline altitude during the Holocene Climatic Optimum in the Italian Alps and the Apennines. In: Margottini C, Vai GB,eds. *Climex Maps Italy - explanatory notes*. Bologna, Italy: Società Geologica Italiana, 21-22
- Rivas-Martinez S. 2004. Global Bioclimatics (Clasificación Bioclimática de la Tierra). Available from: <http://www.globalbioclimatics.org>.
- Theurillat JP, Schlüssel A. 2000. Phenology and distribution strategy of key plant species within the subalpine-alpine ecocline in the Valasian Alps (Switzerland). *Phytocoenologia* 30 (3-4): 439-456.
- Tranquillini W. 1979. Physiological ecology of the alpine timberline. Ecological Studies 31. Springer, Berlin Heidelberg.
- Vescovi E, Amman B, Ravazzi C, Tinner W. 2010a. A new Late-glacial and Holocene record of vegetation and fire history from Lago del Greppo, northern Apennines, Italy. *Vegetation History and Archaeobotany* 19: 219–233.
- Vescovi E, Kaltenrieder P, Tinner W. 2010b. Late-Glacial and Holocene vegetation history of Pavullo nel Frignano (Northern Apennines, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology* 160: 32–45
- Wardle P. 1985. New Zealand Timberlines. 1. Growth and survival of native and introduced tree species in the Cragieburn Range, Canterbury. *New Zealand Journal of Botany*, 23: 219-234.
- Wardle P. 2008. New Zealand Forest to Alpine Transitions in Global Context. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40 (1): 240–249
- Watson CS. 1996. The vegetational history of the northern Apennines, Italy: information from three new sequences and a review of Regional vegetational change. *Journal of Biogeography* 23: 805-841.
- Wiegand T, Camarero JJ, Ruger N, Gutierrez E. 2006. Abrupt population changes in treeline ecotones along smooth gradients. *Journal of Ecology*, 94: 880–892.

Capitolo 10

Archivi paleoambientali in ambiente alpino: l'analisi dei macroresti

L'analisi dei macroresti è stata affiancata all'indagine pedologica in ambiente alpino con lo scopo di ricostruire la storia delle vegetazioni che si sono succedute in Alta Valtellina e Val Camonica. Per ultimare il lavoro saranno necessari ulteriori approfondimenti ma vengono qui presentati i risultati ottenuti fino ad ora dall'analisi dei macroresti prelevati nelle due torbiere presenti nell'area di studio (Figura 10.1) : una alla testata della Val Cedec (SO), con studio delle due sequenze CED1 e CED2, l'altra sulle sponde del Lago Nero alla testata della Valle delle Messi (BS), con con studio delle due sequenze LAN1 e LAN2. A questi dati vengono affiancati i risultati di un indagine pedologica realizzata su un profilo di suolo (GAV8) situato a poche decine di metri dalla torbiera di Cedec e dal profilo GAV7 (vedi cap. 5); i dati emersi sembrano essere ben correlati con con quelli ottenuti dallo studio delle sequenze della torbiera di Cedec.

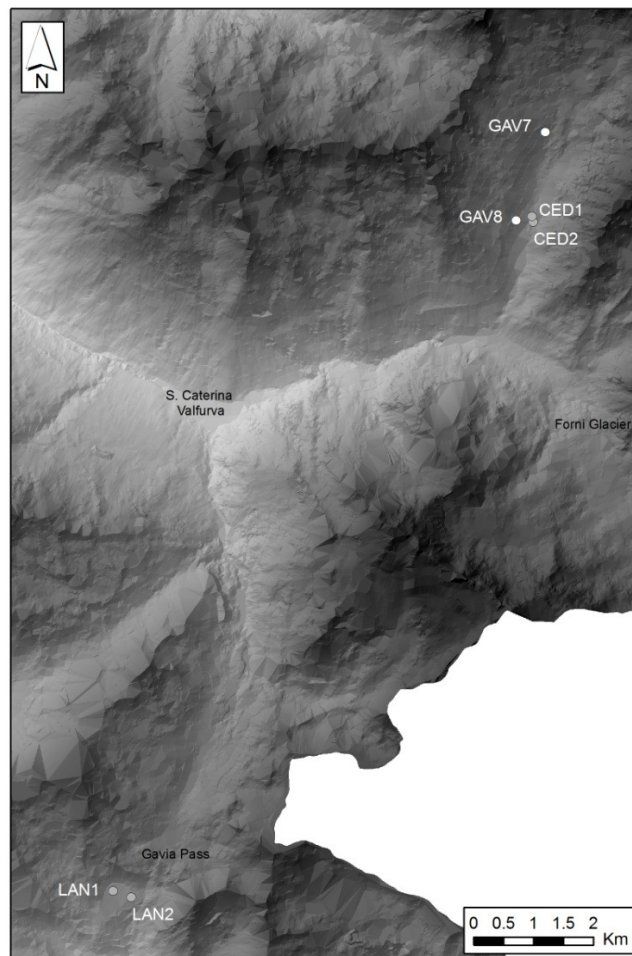


Figura 10.1: ubicazione dei siti di campionamento delle sequenze di torba (in grigio) e dei profili di suolo (in bianco).

10.1 Torbiera di Cedec

La sezione CED1 è situata ad una quota di 2475 m, con esposizione ovest-nord-ovest e una pendenza di 10°, in posizione periferica, mentre la sezione CED2 è situata ad una quota di 2472 m, con esposizione ovest-sud-ovest e una pendenza di 5°, in posizione più centrale nella torbiera. In Figura 10.2 sono riportati una rappresentazione grafica delle due sequenze studiate e la descrizione delle unità individuate sul terreno.

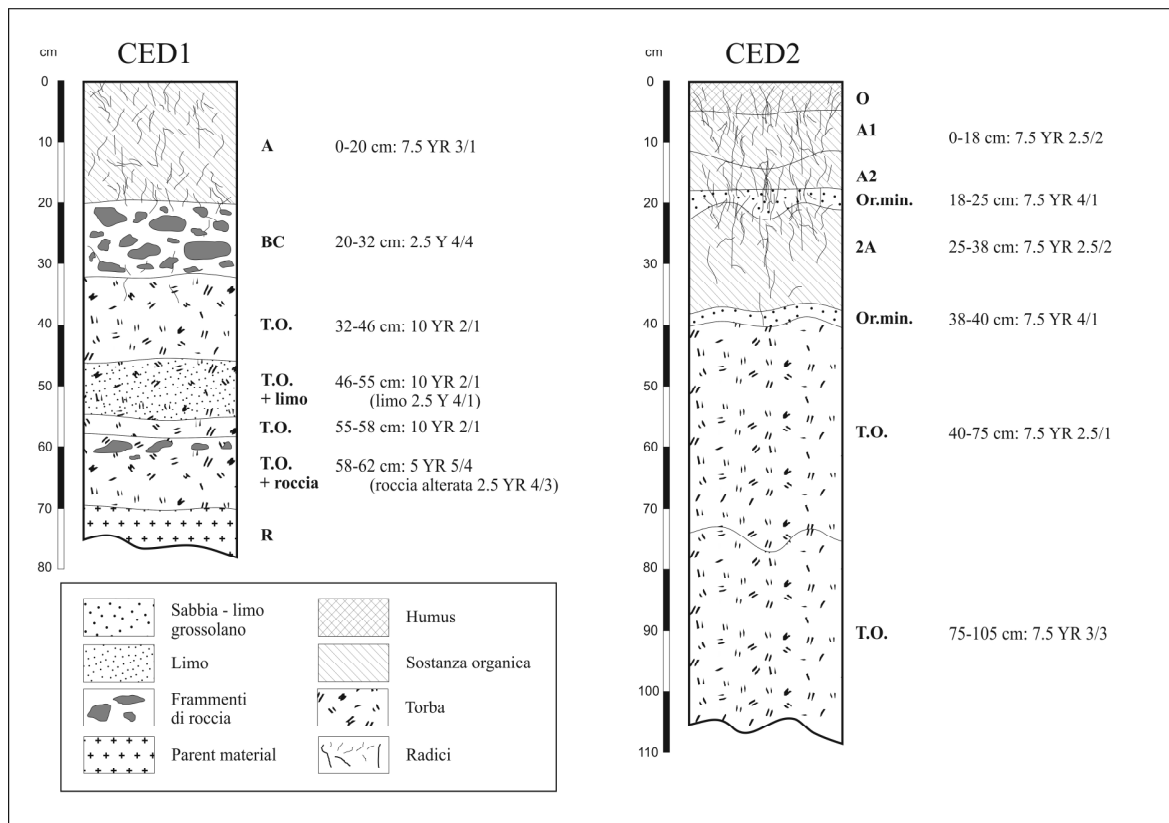


Figura 10.2: rappresentazione delle due sequenze di torba campionate in Val Cedec (SO).

10.1.1 Descrizione delle zone

Sulla base dei risultati dell'identificazione, è possibile individuare alcune zone, caratterizzate da particolari assemblaggi di macroresti.

Per quanto riguarda il sito CED1, è possibile individuare 4 zone (Figura 10.3), le prime due delle quali in corrispondenza di un suolo sviluppatosi superiormente alla sequenza di torba:

Zona 1 (0-20 cm): livello superficiale organico di colore bruno scuro con abbondanti radici e resti di specie che attualmente popolano la torbiera (*Carex canescens*, *Carex fusca*, *Polygonum viviparum*, *Viola palustris*).

Zona 2 (20-32 cm): livello con abbondante materiale colluviale di colore chiaro e prevalentemente di natura minerale, con granulometria piuttosto grossolana e presenza di ciottoli.

Zona 3 (32-58 cm): livello con discreta presenza di resti vegetali. Nei primi sette cm sono abbondanti le spore di *Selaginella selaginoides*. Abbondanti e frequenti sono i piccoli semi di una Caryophillacea (cfr. *Minuartia recurva*) con un massimo tra 39 e 43 cm. Analogo andamento mostra *Viola palustris*, con un massimo a 43-46 cm. Si osserva anche la presenza, seppur assai ridotta, di *Alchemilla* sp., *Carex sempervirens* e di otricelli di *Carex fusca*. La frazione minerale è sempre presente con un andamento decrescente.

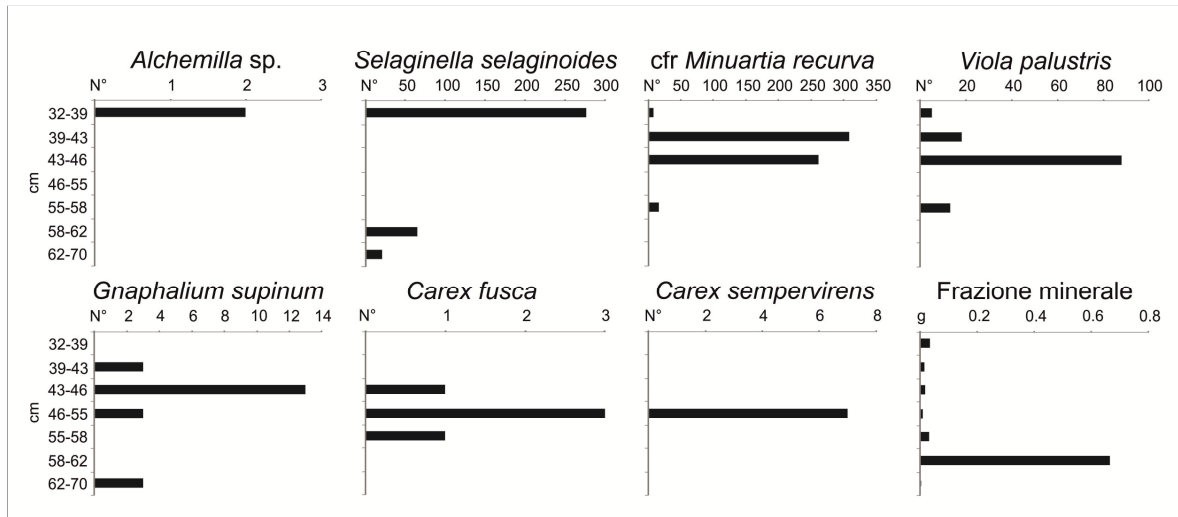


Figura 10.3: frequenze dei diversi taxa identificati nei campioni di torba del sito CED1.

Zona 4 (58-70 cm): estremamente povera dal punto di vista tassonomico; è presente esclusivamente *Selaginella selaginoides*, con valori discreti solo nella parte alta della zona. Notevole importanza riveste la componente minerale, specialmente nella parte alta della zona; subito al di sotto di questo massimo, i minerali decrescono improvvisamente registrando il valore minimo dell'intero profilo.

Per quanto riguarda il sito CED2, è possibile individuare 3 zone (Figura 10.4):

Zona 1 (0-35 cm): la più ricca dal punto di vista tassonomico, con abbondante presenza di muschio data dall'unica specie *Pholia nutans*. Relativamente abbondante risulta la Caryophillacea (cfr. *Minuartia recurva*) ma solo nei primi cm. *Viola palustris* si mantiene più o meno stabile fino a 35 cm, poi estremamente sporadica. Concentrazioni scarse o molto scarse sono quelle di *Polygonum viviparum*, *Potentilla aurea*, *Carex canescens*, *Carex fusca* e *Carex stellulata*. Negli ultimi cm compare ancora *Selaginella selaginoides*. Dai 5 cm sommitali è emerso un unico frammento di carbone. Abbondante risulta la componente minerale, che raggiunge il massimo a 15-20 cm.

Zona 2 (35-75 cm): meno ricca floristicamente rispetto alla sovrastante, è caratterizzata dall'assenza di muschio da una scarsa presenza di *Carex fusca* e dalla presenza costante di *Selaginella selaginoides* fino a 55 cm, con un massimo a 60-65 cm. Sono presenti in tutta la zona anche i corpi fruttiferi di fungo, apparentemente in fase con l'andamento di *Selaginella selaginoides*. A 40-45 cm compaiono i primi frammenti di legno di dimensioni variabili dal millimetro a pochi centimetri, presenti con modeste oscillazioni fino alla base della sequenza. La

frazione minerale continua a essere presente ma con valori molto minori rispetto alla zona 1, pur registrando incrementi non indifferenti soprattutto a 70-75 cm di profondità, dove segna il limite inferiore della zona 2.

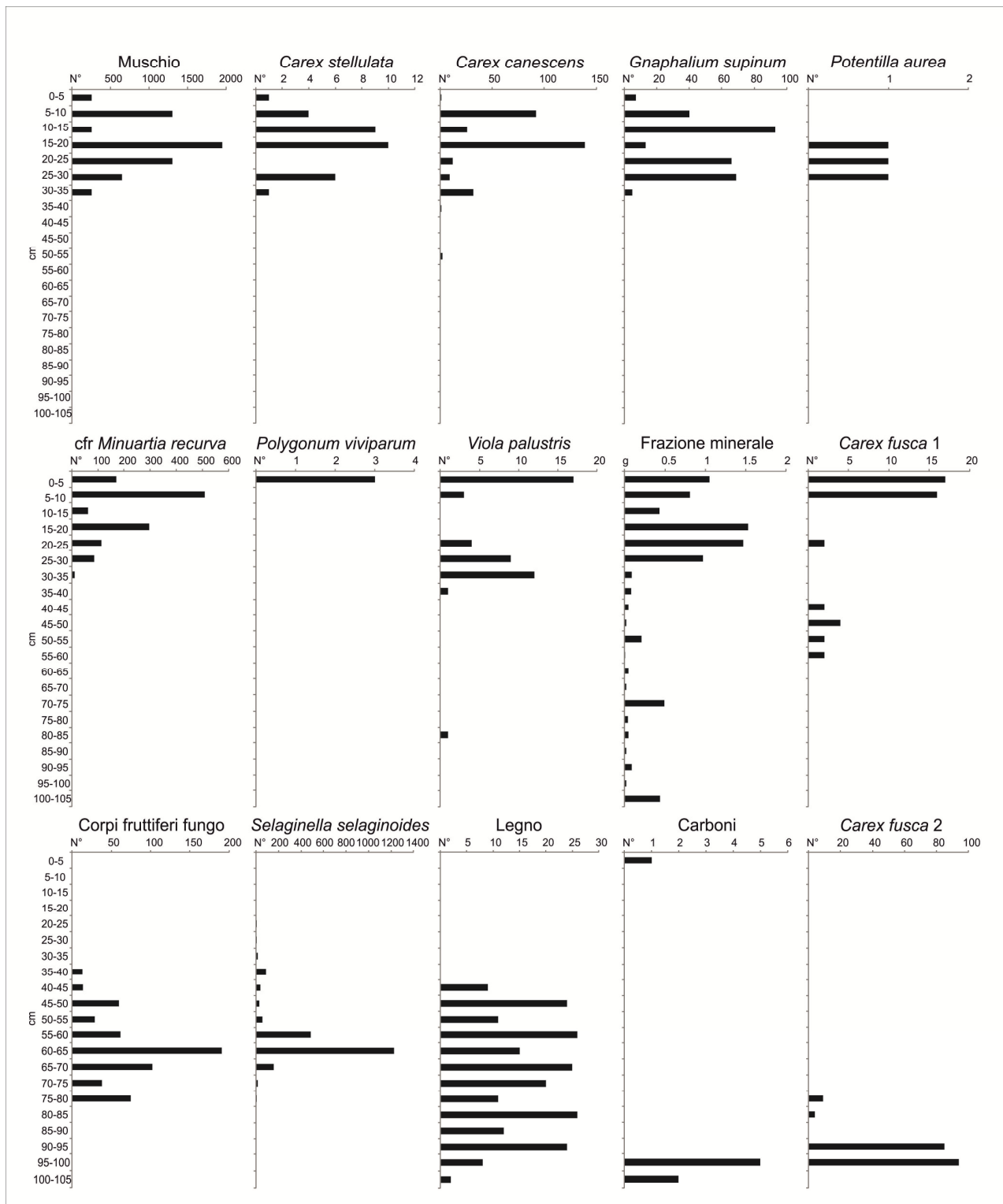


Figura 10.4: frequenze dei diversi taxa identificati nei campioni del sito CED2.

Zona 3 (75-105 cm): tassonomicamente è la più povera del profilo. Solo nei primi cm si può registrare ancora una scarsa presenza di *Selaginella selaginoides* e un numero più elevato di corpi fruttiferi di fungo. Si osserva la

comparsa di residui di semi di *Carex fusca*, il legno mantiene un andamento oscillante fino a 95 cm per poi diminuire drasticamente più in profondità e si osserva, nell'ultima ventina di cm della zona, la presenza di qualche frammento di carbone. La componente minerale permane con alcune oscillazioni fino alla base del profilo, per mostrare un discreto incremento proprio negli ultimi 5 cm.

Le specie di *Carex* ritrovate nei campioni di torba della sezione CED2 sono tipiche di zone umide. L'analisi del loro andamento può quindi essere d'aiuto per cercare di ricostruire le variazioni di saturazione d'acqua dell'area. In quest'ottica possono essere individuate 4 zone (Figura 10.4):

Zona 1 (0-35 cm): in essa risultano concentrati la maggior parte dei resti appartenenti al genere *Carex* (essenzialmente semi e otricelli), riconducibili alle stesse specie ritrovate attualmente in torbiera, ovvero *Carex canescens*, *Carex fusca*, *Carex stellulata*.

Zona 2 (35-60 cm): in questa zona si registra una considerevole diminuzione sia del numero di resti sia delle specie: a parte una scarsa presenza di *Carex canescens*, si ritrova unicamente *Carex fusca*.

Zona 3 (60-75 cm): questa zona è del tutto priva di qualsiasi traccia di *Carex*.

Zona 4 (75-105 cm): nella zona più profonda del profilo si osserva una ricomparsa di numerosi frammenti molto alterati e danneggiati, riconducibili presumibilmente a *Carex fusca*, che raggiungono valori considerevoli verso la base del profilo.

Osservando le concentrazioni di legno e minerali lungo il profilo (Figura 10.4), si osserva come questi abbiano un andamento opposto: la presenza di frammenti di legno infatti si registra soltanto dai 40 cm di profondità in giù, e si mantiene poi con modeste oscillazioni fino alla base del profilo; la frazione minerale al contrario, per quanto sempre presente lungo tutto il profilo, mostra un significativo incremento soltanto quando il legno è del tutto assente, e precisamente da 0 a 30 cm.

L'andamento del muschio, presente soltanto tra 0 e 35 cm di profondità, appare strettamente correlato con la frazione minerale e quindi completamente opposto rispetto a quello del legno (Figura 10.4). Inoltre tutti i frammenti di muschio identificati sono stati assegnati alla specie *Pohlia nutans*, mentre sono risultati completamente assenti le altre specie di muschi presenti attualmente nella torbiera (*Polytrichastrum formosum* e *Polytrichum commune*) e gli sfagni (assenti anche nella vegetazione attuale).

10.1.2 Osservazioni mediante trivellate

Oltre a queste analisi di dettaglio, sono state compiute osservazioni mediante l'uso di una trivella a mano, in modo da aumentare i punti di indagine (Figura 10.5). Il dato più interessante è la presenta piuttosto rilevante della frazione minerale, in alcuni casi anche di grossi clasti, in particolare nelle trivellate situate ai piedi del versante, a ridosso di un grande conoide di detrito (T4, T5, T6).

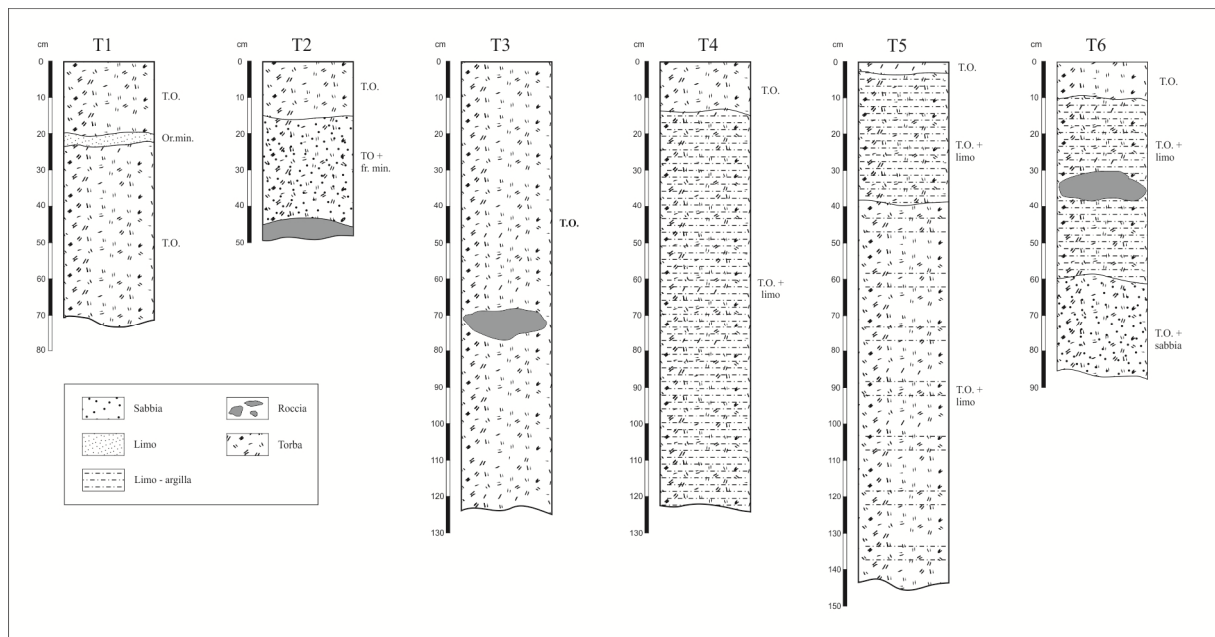


Figura 10.5: rappresentazione delle trivellate effettuate in Val Cedec (SO).

Le trivellate in cui la frazione minerale è più scarsa sono invece la T1 e la T3, di cui la seconda è, tra le sei, quella eseguita più lontano dal versante. Da notare è il fatto che in tutte le trivellate i centimetri sommitali (in genere per lo meno una decina) sono costituiti da torba priva di evidente componente minerale.

10.1.3 Identificazione dei frammenti legnosi

Diversi frammenti legnosi sono stati prelevati lungo il canale di drenaggio lungo cui è stata descritta la sequenza CED2, a distanza di pochi metri dalla sezione stessa. Sono stati raccolti e identificati frammenti dalle dimensioni minime pari a 3 cm di lunghezza e 0,5 cm di diametro; per ogni frammento sono state annotate la posizione all'interno della torbiera e la profondità nella sezione di torba. Sono stati raccolti 119 frammenti di legno, provenienti dalla porzione più profonda della torba, tra i 25 e i 70 cm (Tabella 10.1).

Profondità	25 cm	30 cm	35 cm	40 cm	60 cm	70 cm
N° frammenti	22	24	7	47	2	17

Tabella 10.1: numero di frammenti di legno prelevati nello spessore di torba, alle diverse profondità.

L'utilizzo del microscopio episcopico ad alti ingrandimenti (50-800x) ha permesso di analizzare nel dettaglio i caratteri dell'anatomia microscopica del legno e di giungere all'identificazione a livello di genere, assegnando con buona probabilità i frammenti al genere *Salix*; purtroppo l'identificazione a livello di specie è piuttosto complessa per questo genere ma, date la dimensione dei campioni e la localizzazione altitudinale e climatica, risulta plausibile l'attribuzione a *Salix helvetica*.

10.2 Profilo GAV8

Il profilo GAV8 è situato ad una quota di 2513 m, a circa 270 m di distanza in linea d'aria dalla torbiera di Cedec sull'opposto versante della valle, con esposizione est-sud-est e una pendenza di 22°. In Figura 10.6 è riportata la rappresentazione schematica del profilo e in Tabella 10.2 e 10.3 i dati relativi alle analisi effettuate sui campioni di suolo. Su questo profilo sono state realizzate analisi di routine (granulometrie, determinazione del pH e del contenuto in sostanza organica), estrazioni selettive di ossidi di ferro e alluminio e analisi micromorfologiche.

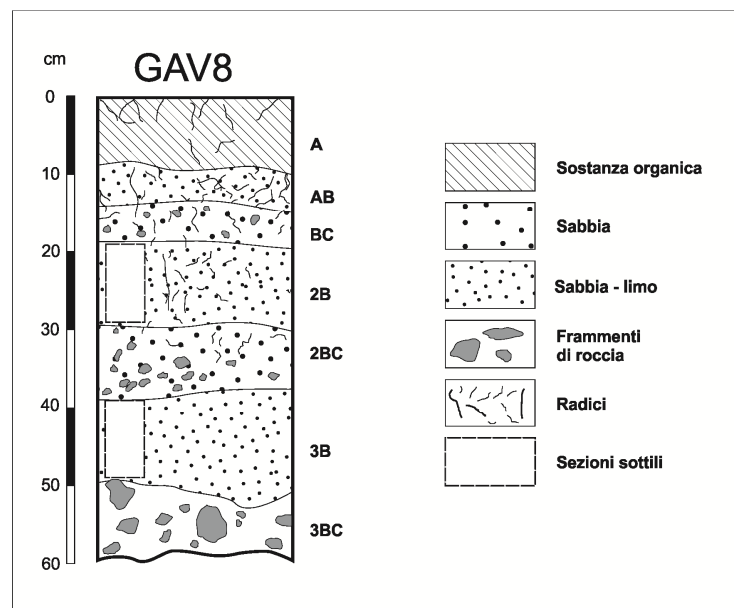


Figura 10.6: rappresentazione del profilo GAV8, articolato in 3 suoli separati da *stone lines*.

Orizz.	Profondità (cm)	Colore (umido)	Colore (secco)	Scheletro > 2mm; %	Sabbia %	Limo %	Argilla %	pH	CO %
A	0-8	10 YR 2/2	10 YR 3/2	20	45	51	4	4.5	7.597
AB	8-13	10 YR 4/3	10 YR 5/3	32	54	38	8	4.4	3.682
BC	13-18	10 YR 4/3	10 YR 6/4	58	59	38	3	4.8	1.099
2B	18-29	2.5 Y 4/4	2.5 YR 5/4	18	50	50	0	5.2	0.864
2BC	29-36	2.5 Y 4/2	2.5 YR 5/3	48	66	33	1	5.8	0.435
3B	36-52	2.5 Y 4/3	2.5 YR 6/4	<1	43	54	3	5.8	0.567
	52+	2.5 Y 4/2	2.5 YR 6/3	40	65	29	6	6.1	0.069

Tabella 10.2: risultati delle analisi chimico-fisiche relative agli orizzonti del profilo.

Come già osservato sul terreno, anche le successive analisi chimico-fisiche hanno messo in evidenza la natura composta del profilo; si tratta infatti di un profilo composto da tre unità, un suolo superficiale e due paleosuoli sepolti, separati gli uni dagli altri da *stone lines* ben evidenti (orizzonti BC e 2BC), marcate da un netto aumento dello scheletro (58% in BC e 48% in 2BC) e della frazione grossolana (59% di sabbia in BC e 66% in 2BC). Le due unità sepolti sono caratterizzate entrambe da un contenuto in carbonio organico decisamente molto basso,

mentre il pH mostra andamento opposto, raggiungendo i valori più alti in profondità, valori che si avvicinano a quelli del parent material (Tabella 10.1); anche il contenuto in ossidi mostra un drastico calo di concentrazione al passaggio dalla sequenza superficiale a quelle profonde, raggiungendo in molti casi lo zero in corrispondenza della terza sequenza (Tabella 10.2).

Orizzonte	Fe _d	Al _d	Fe _o	Al _o	Fe _p	Al _p	Fe _o -Fe _p	Al _o -Al _p	Fe _d -Fe _o	Fe _d /Fe _d
A	1.49	0.21	0.18	0.00	0.40	0.17	-0.23	-0.17	1.31	0.12
AB	1.63	0.44	0.38	0.16	0.70	0.36	-0.31	-0.20	1.25	0.24
BC	2.02	0.71	0.85	0.44	1.15	0.44	-0.30	0.00	1.18	0.42
2B	0.89	0.62	0.02	0.31	0.42	0.56	-0.41	-0.25	0.87	0.02
2BC	1.11	0.32	0.00	0.00	0.18	0.39	-0.18	-0.39	1.11	0.00
3B	1.45	0.28	0.00	0.00	0.11	0.16	-0.11	-0.16	1.45	0.00
3BC	1.13	0.23	0.00	0.00	0.08	0.09	-0.08	-0.09	1.13	0.00

Tabella 10.3: percentuali delle diverse frazioni di ossidi di Fe e Al estratte da ogni orizzonte.

I valori dell'unità superficiale mostrano quindi l'andamento tipico dei suoli poco sviluppati d'alta quota, con elevato contenuto di materiale grossolano, scheletro via via più abbondante con la profondità e sostanza organica con andamento opposto, che conferisce il colore scuro agli orizzonti, decisamente più scuro rispetto alle unità sottostanti. Le unità profonde appaiono invece molto scarsamente pedogenizzate, costituite da materiale quasi esclusivamente di natura minerale e quasi per nulla alterato.

Anche dallo studio micromorfologico si osserva come entrambi gli orizzonti campionati (2B e 3B) siano caratterizzati da basso grado di sviluppo (Tabella 10.4); leggermente più sviluppato appare l'orizzonte 2B, caratterizzato da microstruttura granulare ma con evidenti aggregati lenticolari (*banded fabric*) e da una distribuzione relativa g/f di tipo porfirico chiuso, con rapporto g/f pari a 50/50 e limite g/f collocato a 20µm. L'orizzonte 3B presenta invece una microstruttura prevalentemente lenticolare, solo localmente a microaggregati intergranulari o a canali; la distribuzione relativa g/f è monica grossolana, con rapporto g/f pari a 80/20 e limite g/f collocato a 20µm.

	GAV8 2B (19-29 cm)	GAV8 3B (39-49 cm)
Microstruttura	Grumosa/granulare, lenticolare (<i>banded fabric</i>) nella parte bassa	Lenticolare-laminare (<i>banded fabric</i>), localmente a microaggregati granulari-a canali
Aggregati	Frequenti grumi e granuli, comuni lamine lenticolari	Comuni lamine lenticolari
Porosità	Comuni vuoti intergranulari complessi, scarsi canali e vuoti planari, molte scarse camere	Comuni vuoti intergranulari complessi, comuni canali, molto scarsi vuoti planari, rare camere
Limite g/f limit - rapporto g/f	20µm - 50/50	20µm - 80/20
Distribuzione relativa g/f	Porfirica chiusa	Monica grossolana
Frammenti minerali	Frammenti di quarzo (dominanti) e di micascisti (frequenti), subangolari-tabulari	Frammenti di quarzo (frequenti) e di micascisti (frequenti), subarrotondati-tabulari
Materiale fine	Bruno-giallastro, nebuloso	Bruno-giallastro, nebuloso
b-Fabric	Cristallitica, bruno scura-grigiastra	Cristallitica, bruno scura-grigiastra
Materiale vegetale	Comuni frammenti vegetali (radici)	-
Figure pedologiche	Scarsi rivestimenti non laminati, molto scarsi rivestimenti non laminati rovesciati, rari noduli alteromorfici-tipici	-

Tabella 10.4: principali caratteristiche micromorfologiche delle due sezioni sottili prelevate dal profilo.

10.3 Val Cedec: discussione dei dati paleoambientali

Soprattutto in riferimento ai dati emersi dallo studio del profilo CED2, risulta piuttosto evidente come possano distinguersi due principali fasi evolutive.

La prima fase (rappresentata dalla porzione profonda della sezione, dalla base ai 35 cm di profondità) risulta caratterizzata dalla presenza di materiale legnoso e da una frazione minerale relativamente scarsa. Questa fase può essere a sua volta suddivisa in due fasi successive (separate nel profilo dal consistente livello minerale localizzato a 70-75 cm), di cui la prima e più antica è caratterizzata dalla presenza di *Carex fusca*, indice di condizioni di elevata umidità, mentre la seconda dalla comparsa di *Selaginella selaginoides*.

La seconda fase invece (rappresentata dai livelli di torba compresi tra 35 cm di profondità e la superficie del profilo) risulta caratterizzata dall'assenza di legno e dall'abbondanza della frazione minerale. Si osserva inoltre l'espansione delle specie che attualmente popolano la torbiera.

Il fatto che il legno si rinvenga solo nei sedimenti risalenti alla prima fase porta a supporre che durante il primo periodo di evoluzione del sito fossero presenti specie legnose, per lo meno arbustive. Questa copertura è però poi venuta meno, dando così inizio alla seconda fase, attualmente ancora in corso: nel profilo CED2 non si trovano più tracce di frammenti di legno a partire dai 40-45 cm e la vegetazione attuale è priva della componente arborea e arbustiva, benché la Val Cedec si trovi almeno in parte al di sotto del limite degli alberi.

In seguito alla scomparsa della componente legnosa si registra anche un forte aumento della frazione minerale osservabile nella sequenza di torba e nelle trivellate, apparentemente in corrispondenza di un ritorno della zona a condizioni più umide, con un generale impaludamento dell'area fino a giungere alla situazione attuale di torbiera.

Entrando poi nello specifico della prima fase di evoluzione, la successione delle due fasi caratterizzate rispettivamente l'una dalla presenza di *Selaginella selaginoides* e l'altra da quella di *Carex fusca*, permette di ipotizzare che si sia verificato un cambiamento nelle condizioni della torbiera. Si può quindi supporre che l'evoluzione del sito abbia attraversato un primo momento in cui vigevano condizioni di umidità tali da rendere l'area una zona paludosa, con Cyperaceae di zone umide quali appunto *Carex fusca* e altre specie sufficienti a consentire un accumulo cospicuo di torba. A questa fase sarebbe seguito un periodo abbastanza stabile di parziale inaridimento, con la scomparsa di specie legate strettamente a situazioni di marcata umidità e l'ingresso di entità tolleranti condizioni relativamente più asciutte, quali *Selaginella selaginoides* (Villar, 1974). Questo parziale inaridimento non è stato tuttavia tanto marcato da condurre l'area a evolvere in un prato asciutto; il sito permane come area umida, tanto che l'accumulo di sostanza organica non subisce interruzioni. La causa di un simile cambiamento nelle condizioni del sito non è facilmente individuabile, dato che potrebbero sovrapporsi mutamenti delle condizioni climatiche o della pressione antropica.

Il principale mutamento avvenuto durante l'evoluzione del sito sembra invece rappresentato dalla scomparsa della componente legnosa, con parallelo aumento della frazione minerale. Anche in questo caso non è per nulla scontata l'attribuzione di un tale mutamento a cause antropiche o a dinamiche naturali.

Per quanto poi riguarda la natura e l'estensione della copertura arbustiva nell'area, la quantità stessa di legno ritrovata nei profili appare troppo scarsa per suggerire che la torbiera abbia attraversato una fase a cespuglieto, e ciò è supportato anche dal fatto che in nessuno dei livelli di torba siano mai stati ritrovati resti di essenze tipiche degli arbusteti alpini. Si è così pensato che gli arbusti non crescessero direttamente in torbiera, ma che invece si trovassero sui versanti della valle e che i frammenti di legno ritrovati nella torba siano frammenti di rami di tronchi caduti lungo il pendio fino a depositarsi nella torbiera stessa. Questo spiegherebbe tra l'altro la relazione inversa tra legno e frazione minerale: con copertura arbustiva significativa, il versante stesso risultava più stabile e meno soggetto all'erosione, e pertanto poco materiale minerale finiva in torbiera. Al contrario, una volta scomparsa la copertura arbustiva, l'erosione sui versanti della valle poteva avvenire più facilmente e così nei livelli di torba aumenta la deposizione minerale (Giasi, 1994; Belfiore e Urciuoli, 2004); attualmente sembra che i versanti siano piuttosto stabili, come suggerito dall'assenza di frazione minerale nelle porzioni superficiali della sequenza CED2 e delle trivellate.

Il fatto che il materiale minerale rinvenuto nelle sequenze di torba e nelle trivellate sia derivato da movimenti di versante è suggerito dal fatto che proprio la componente minerale è maggiormente abbondante nei siti posti più in prossimità del versante stesso mentre è più scarsa nei siti posti all'estremità esterna della torbiera.

Lo stesso vale a conferma dell'ipotesi che gli arbusti fossero localizzati essenzialmente sui versanti e non direttamente in torbiera. Infatti all'interno del profilo CED1, localizzato sul margine destro della torbiera, nel punto più distante dal versante, non è stata rinvenuta alcuna traccia di legno, che potrebbe essersi invece accumulato nella porzione della torbiera più prossima al versante.

Il profilo CED1, essendo poco profondo e collocato in posizione marginale, può fornire scarse informazioni aggiuntive, mostrando al più una correlazione con il profilo CED2 in merito al consistente livello minerale localizzato attorno ai 60 cm (che può corrispondere a quello posto a 70 cm del profilo CED2) e all'abbondante presenza di *Selaginella selaginoides* a partire da 40 cm. Al di sopra di tale profondità, entrambi i profili sembrano mostrare un'instaurarsi di condizioni analoghe a quelle attuali. Siamo ormai nella seconda fase principale dell'evoluzione del sito, con assenza di copertura arbustiva sui versanti e condizioni di forte umidità.

E però da notare infine che l'area, per quanto sia sempre stata apparentemente una zona paludosa, non ha mai assunto le caratteristiche tipiche di una vera torbiera, essendo infatti completamente assente ogni traccia di sfagno. È questa una briofita tipica degli ambienti di torbiera e la maggior responsabile della formazione della torba stessa, essendo sua caratteristica quella di accumularsi fino a formare con il tempo strati piuttosto spessi (Clymo, 1970; Cattivello, 2009). La grande quantità di materia organica accumulata deve esser dunque stata prodotta a carico di altre componenti, e soprattutto delle Cyperaceae, che rimandano quindi a condizioni di torbiera bassa.

Lo studio del profilo GAV8 aggiunge importanti informazioni paleoambientali riguardanti le prime fasi evolutive dell'area. Gli orizzonti più profondi (3B-3BC) mostrano una scarsa o assente pedogenesi, come indicato dal contenuto pressoché nullo di sostanza organica e ossidi; le uniche tracce di pedogenesi sono quelle osservabili in sezione sottile e sono le figure pedologiche lasciate dall'effetto del gelo nel suolo: la tipica microstruttura lenticolare (*banded fabric*), dovuta a permafrost o a ripetuti cicli di gelo-disgelo con la

formazione di lenti di ghiaccio, con evidente segregazione del materiale fine nella porzione superiore degli aggregati (Van Vliet-Lanoë, 1987; Cremaschi e Van Vliet-Lanoë, 1990). L'elevata selezione del materiale e la grande abbondanza della frazione grossolana (più del 50% di limo e più del 40% di sabbia, con scheletro e argilla trascurabili), dati confermati anche dalle osservazioni in sezione sottile (*coarse monic cff related distribution*) suggeriscono la probabile natura eolica del deposito. In realtà non si può parlare di loess in senso stretto (Figura 10.6), così come noto dalla letteratura riferibile ai principali depositi loessici italiani (Accorsi *et al.*, 1990; Cremaschi, 1990; Cremaschi *et al.*, 1990; Ferraro *et al.*, 2004), caratterizzati da depositi quasi esclusivamente costituiti da limo fine; l'abbondanza di sabbia suggerisce l'attribuzione del deposito ai limi sabbiosi (*sandy loess*), poco noti per l'Italia ma segnalati, ad esempio, nel sud della Francia (Coudé-Gaussen, 1990), in Spagna (Mücher *et al.*, 1990) e molto ben studiati nell'area cinese e himalayana (Bäumler, 2001; Muhs e Bettis, 2003; Xiubin *et al.*, 2004). L'abbondanza di materiale sabbioso rispetto ai depositi loessici padani sarebbe quindi attribuibile alla vicinanza all'area di origine del materiale eolico, che avrebbe permesso la presa in carico e il trasporto a breve distanza anche della componente più grossolana. Una interpretazione alternativa potrebbe invece vedere nel rimaneggiamento del materiale eolico, principalmente ad opera di fenomeni di versante e/o di ruscellamento superficiale, con conseguente arricchimento di materiale grossolano (loess colluviato; Rellini *et al.*, 2009). In ogni caso, questo orizzonte testimonierebbe una fase evolutiva del sito molto precoce, subito successiva alla deglaciazione dell'area, durante la quale dominavano i processi di deposizione eolica e i processi fisici dettati dalle condizioni periglaciali e dall'assenza di copertura vegetale.

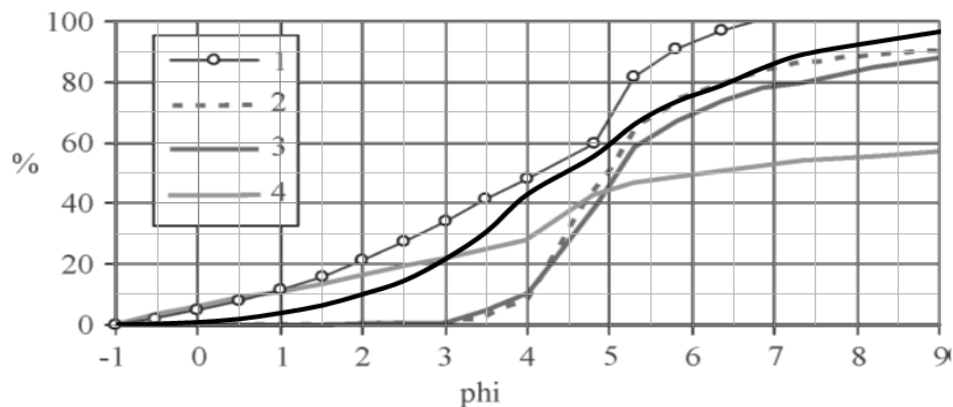


Figura 10.6: andamento della curva granulometrica dell'orizzonte 3B (in nero) a confronto con dati bibliografici (Ferraro *et al.*, 2004); 1: loess colluviato; 2: loess; 3: paleosuolo (chernozem) sviluppato su loess; 4: paleosuolo rubefatto su till. Si osserva come la curva cumulativa dell'orizzonte 3B si collochi nel campo compreso tra la curva dei loess e quella dei loess colluviati.

Questo deposito, facilmente alterabile da pegogenesi successive, non si sarebbe probabilmente conservato se non fosse stato sepolto da un successivo deposito di versante, che nel profilo oggi visibile costituisce l'orizzonte 2BC; l'orizzonte 2B a tetto mostra ancora segni dell'effetto del gelo nel suolo, anche se decisamente meno espressi, e contemporaneamente mostra un grado di evoluzione leggermente superiore, indice di pedogenesi più intensa, legata probabilmente all'instaurarsi di condizioni climatiche più favorevoli. Gli orizzonti della sequenza superficiale costituiscono invece il suolo attuale, in equilibrio con le attuali condizioni climatiche; dalle analisi

infatti risultano le tipiche caratteristiche dei suoli poco evoluti d'alta quota, che si sviluppano tipicamente in presenza di copertura erbacea o basso arbustiva e con pedogenesi di bassa intensità; non sono osservabili segni di pedogenesi legata ad ambienti forestali, come invece riscontrato nel profilo GAV7 (vedi cap. 5).

10.4 Torbiera del Lago Nero

La sezione LAN1 è situata ad una quota di 2390 m, sulla sponda nord-occidentale del lago, con esposizione 155° e una pendenza di 5° mentre la sezione LAN2 è situata ad una quota di 2385 m, sulla sponda orientale, con esposizione 165° e una pendenza di 10°. Nella Figura 10.7 sono riportati una rappresentazione grafica delle due sequenze studiate e la descrizione delle unità individuate sul terreno.

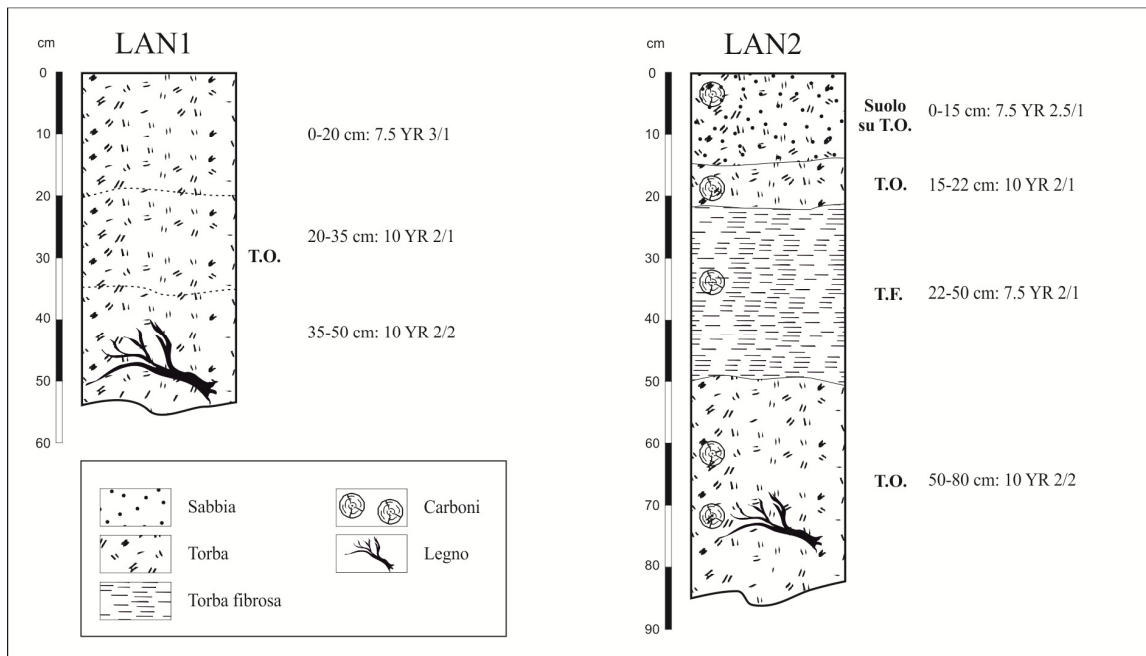


Figura 10.7: rappresentazione delle due sequenze di torba prelevate sulle sponde del Lago Nero (BS).

10.4.1 Descrizione delle zone

Sulla base dei risultati dell'identificazione, è possibile individuare alcune zone, caratterizzate da particolari assemblaggi di macroresti.

Per quanto riguarda il sito LAN1, è possibile individuare 4 zone (Figura 10.8):

Zona 1 (0-15 cm): è la più ricca dal punto di vista tassonomico. Vi si registra la presenza dei resti delle piante che attualmente popolano i dintorni del lago. Abbondante è la presenza dei piccoli semi di Cariophyllacea (cfr *Minuartia recurva*) che presenta il suo massimo nei primi 5 cm, così come i semi convessi (indeterminati) che spariscono a 15 cm. Andamento opposto hanno invece le diverse specie di *Carex* (*Carex fusca*, *Carex canescens*, *Carex irrigua* e *Carex stellulata*) e i frammenti di carbone, sempre più abbondanti all'aumentare della profondità. Sono presenti due specie di briofite: lo sfagno *Sphagnum* cfr. *palustre* e il muschio *Pohlia*

nutans. Sono presenti inoltre macrospore di *Selaginella selaginoides*, semi di *Alchemilla vulgaris*, un seme di *Ranunculus* cfr *bulbosus* e molto scarsi semi di *Potentilla aurea*. La componente minerale si mantiene su valori costanti e nei primi cm sono presenti piccoli frammenti di legno.

Zona 2 (15-30 cm): è caratterizzata dalla presenza massiccia delle Ciperacee, in particolare *Carex stellulata*; *Carex canescens* e *Carex irrigua* registrano il loro valore massimo a 25-30 cm di profondità mentre scarsa, rispetto alle altre due specie, è *Carex fusca*, rappresentata da pochi otricelli. Rilevante è la presenza del muschio mentre i semi della Cariophyllacea si mantengono su valori pressoché costanti. Scarse sono le macrospore di *Selaginella selaginoides* fino a 25 cm di profondità e sporadici sono anche i semi di *Alchemilla vulgaris*. Anche lo sfagno si esaurisce. A 15 cm ricompaiono i frammenti di legno, là dove si ha anche il massimo contenuto di frammenti di carbone; la componente minerale raggiunge il massimo a 20-25 cm tra i 25 e i 30 cm si rinvencono granuli delle dimensioni delle sabbie (>1000 µm).

Zona 3 (30-40 cm): è dominata dalla presenza del muschio *Pohlia nutans*. *Carex canescens* e *Carex stellulata* tendono a diminuire mentre *Carex irrigua* mantiene valori abbastanza costanti. I semi della Cariophyllacea sono presenti solo nei primi cm; si evidenzia la presenza di scarsi frammenti di carbone e di due semi di *Potentilla aurea*. La frazione minerale raggiunge la concentrazione minore di tutta la sequenza e molto scarsi sono anche i frammenti di legno.

Zona 4 (40-50 cm): in questa zona è abbondante la presenza del legno riconducibile a *Pinus cembra* con un incremento notevole soprattutto a 45-50 cm di profondità. Associati al legno si rinvencono i corpi fruttiferi di fungo, decisamente abbondanti soprattutto nei primi 5 cm della zona. Negli ultimi centimetri del profilo ritorna *Alchemilla vulgaris*, che qui registra il suo picco massimo. Si osserva anche la presenza di qualche frammento di carbone riconducibile alla specie *Juniperus* sp., presumibilmente *Juniperus nana*. In concentrazioni molto basse si rinvencono ancora le *Carex*, soprattutto *Carex irrigua*, e il muschio; la componente minerale torna su valori paragonabili a quelli riscontrati più in superficie.

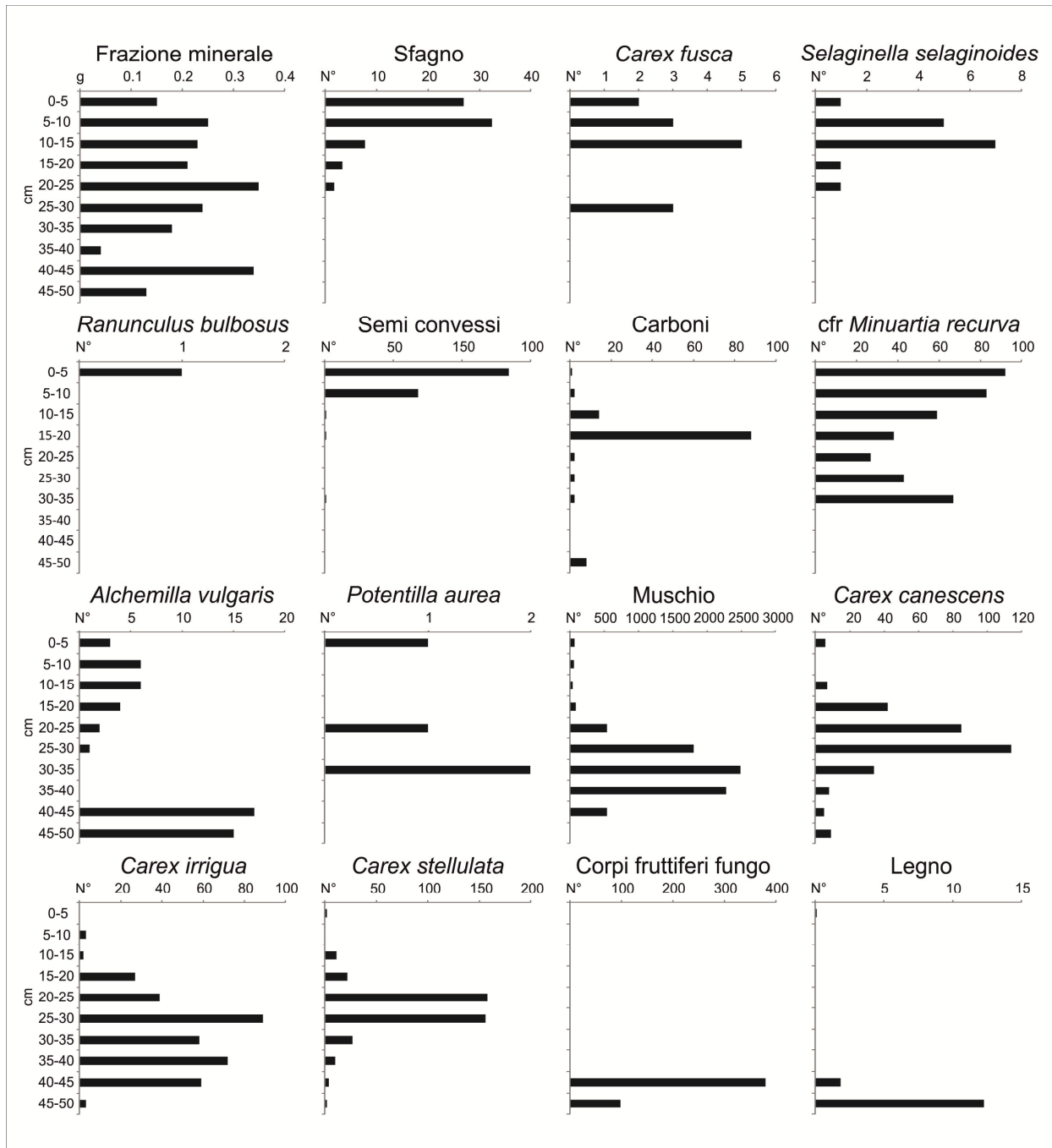


Figura 10.8: frequenze dei diversi taxa identificati nei campioni del sito LAN1.

Alla base del profilo, ad una profondità di 50 cm, è stato rinvenuto un tronco di cembro, inizialmente messo solo parzialmente alla luce dall'erosione naturale ad opera delle acque del lago. Lo scavo nella sezione di torba ha permesso di estrarre una cospicua porzione di tronco, per una lunghezza di 445 cm. Purtroppo, vista la complessità dello scavo, con le acque del lago che riempivano la fossa rendendo quasi impossibile il lavoro, non è stato possibile recuperare il tronco completo e resta ancora sepolta la porzione basale. Il tronco era posizionato orizzontalmente, alla base della sequenza di torba, con la porzione sommitale rivolta verso il lago e la base verso il versante.

Le specie del genere *Carex* ritrovate nei campioni di torba sono tipiche di zone umide. L'analisi del loro andamento può quindi essere d'aiuto per cercare di ricostruire le variazioni di saturazione d'acqua dell'area. In quest'ottica possono essere individuate 3 zone:

Zona 1 (0-15 cm): è caratterizzata da una scarsa presenza dei resti delle Cyperaceae, riconducibili a quattro specie, *Carex fusca*, *Carex canescens*, *Carex irrigua* e *Carex stellulata*.

Zona 2 (15-30 cm): in essa risultano concentrati la maggior parte dei resti appartenenti al genere *Carex* con un massimo tra i 20-30 cm. Solo *Carex fusca* è presente a bassissime concentrazioni.

Zona 3 (30-50 cm): si registra la scomparsa di *Carex fusca* e una considerevole diminuzione del numero di resti di *Carex canescens* e *Carex stellulata*, mentre abbondano ancora gli otricelli di *Carex irrigua*.

In generale l'andamento delle specie di *Carex* mostrano complessivamente due massimi: uno a dominanza di *Carex irrigua* localizzato nella parte basale del profilo (30-50 cm) e uno a prevalenza di *Carex canescens* e *Carex stellulata* nei cm soprastanti (20-30 cm). I resti di tutte le specie di Cyperaceae calano drasticamente nella porzione superficiale.

Per quanto riguarda il sito LAN2, è possibile individuare 3 zone (Figura 10.9):

Zona 1 (0-20 cm): caratterizzata da abbondante presenza di semi di Caryophyllacea (cfr *Minuartia recurva*), dai semi convessi e dal muschio *Pohlia nutans*. Sono presenti, inoltre, macrospore di *Selaginella selaginoides* e un seme di *Potentilla aurea*, l'unico di tutto il profilo; solo nei primi centimetri si rinvencono semi di *Alchemilla vulgaris* e otricelli di *Carex stellulata* e *Carex canescens*, così come i corpi fruttiferi di fungo. La componente minerale raggiunge il valore massimo di tutto il profilo proprio nei cm più superficiali, con clasti di dimensioni maggiori ai 1000 µm. Sempre in superficie si sono rinvenuti frammenti di legno e di carbone.

Zona 2 (20-55 cm): dominata dal muschio e dai semi convessi. Il livello 35-45 cm è il più ricco floristicamente: ricompaiono *Carex canescens* e *Carex stellulata*, assieme a otricelli di *Carex irrigua*, unica presenza in tutto il profilo. E' presente qualche macrospora di *Selaginella selaginoides*. I semi della Caryophyllaceae diminuiscono progressivamente fino a scomparire. I semi di *Alchemilla vulgaris*, presenti soprattutto fra i 30-45 cm di profondità, diminuiscono nei cm sottostanti. La componente minerale diminuisce con la profondità così come i frammenti di legno. Qualche frammento di carbone è presente fra i 30-35 cm.

Zona 3 (55-80 cm): è meno ricca floristicamente rispetto alla sovrastante. Sono ben rappresentati solo i semi di *Alchemilla vulgaris* che raggiungono il loro valore più alto alla base del profilo, in fase con la frazione minerale. Qualche otricello di *Carex canescens* e *Carex stellulata* continua a essere presente in aumento progressivo con la profondità. Il legno si mantiene su valori modesti ad eccezione di un brusco incremento fra i 60-65 cm e di un frammento centimetrico di *Pinus cembra* a 70 cm. Si osserva la presenza di qualche piccolo frammento di carbone, sempre riconducibile a *Pinus cembra*, fra i 60-65 e 70-75 cm.

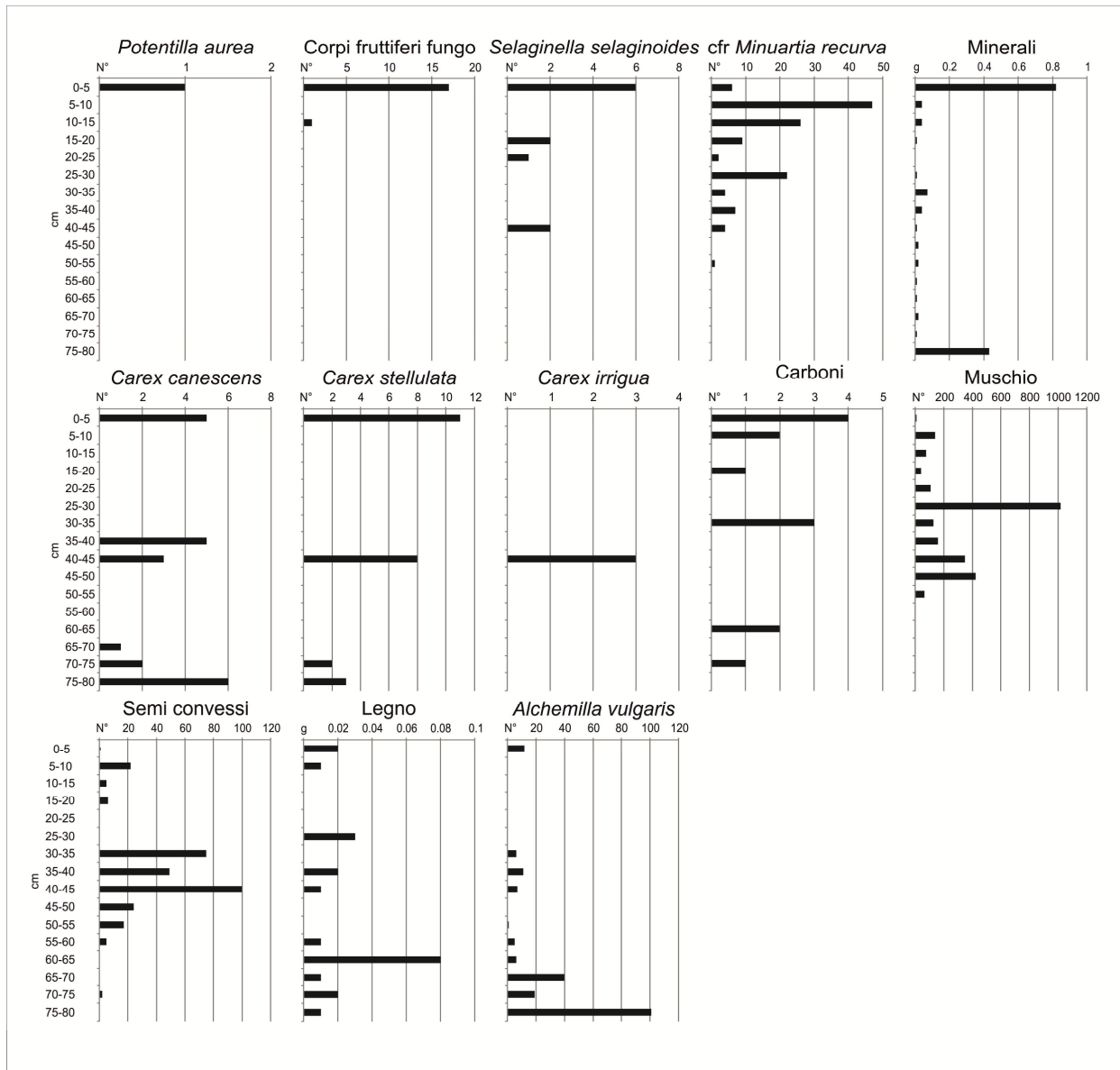


Fig. 10.9: frequenze dei diversi taxa identificati nei campioni del sito LAN2.

10.4.2 Osservazioni mediante trivellate

Anche per la torbiera del Lago Nero si è proceduto con osservazioni speditive mediante trivellate, per aumentare i punti di campionamento ed aggiungere informazioni riguardo la presenza di frammenti di legno alla base della sequenza di torba (Figura 10.10-10.11). Le trivellate sono disposte lungo transetti, a partire da frammenti centimetrici di legno (LN2, LN3, LN4, LN5, LN6, LN7) emergenti dallo spessore di torba nelle acque del lago. La quasi totalità del materiale emerso dalle trivellate è costituito da torba compatta di colore scuro; meno frequente è risultata una torba di colore più chiaro e maggiormente fibrosa, per la presenza più abbondante di muschi e sfagni.

Tutte le trivellate presentano alla base un orizzonte minerale, costituito per lo più da particelle delle dimensioni delle sabbie; solo in alcuni casi sono stati rinvenuti grossi clasti centimetrici localizzati all'incirca tra i 50 e gli 80 cm di profondità.

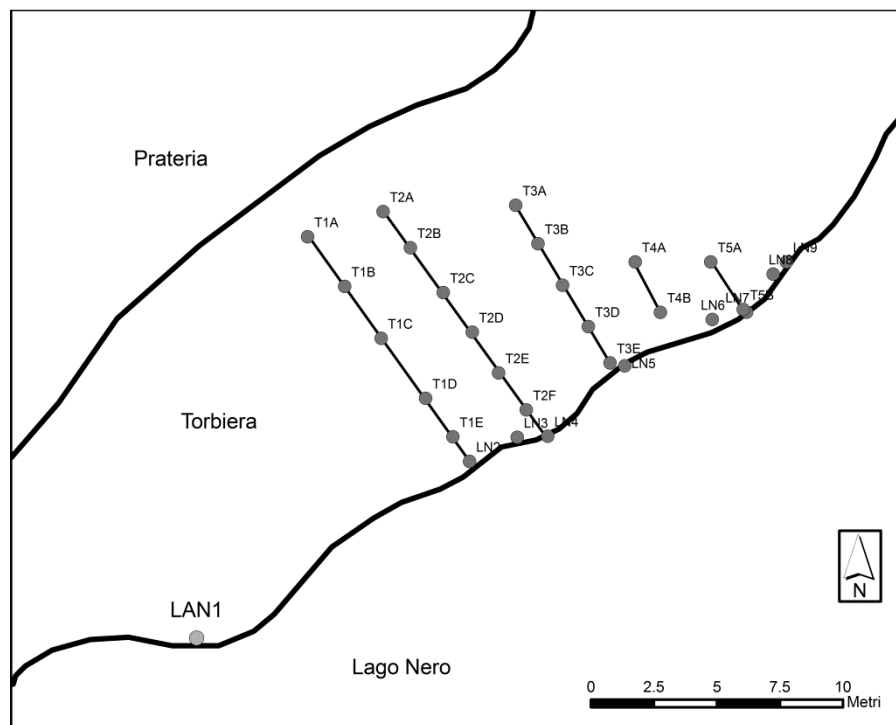


Fig. 10.10: ubicazione dei frammenti di legno rinvenuti sulla riva e delle trivellate effettuate al Lago Nero (BS); in basso a sinistra è riportata l'ubicazione della sezione LAN1.

Dalle trivellate dei transetti T4 e T5, i più prossimi al versante, a una profondità compresa fra i 40 e i 70 cm, è emersa una discreta quantità di frammenti legnosi ad indicare il fatto che i resti degli alberi sono distribuiti su un'ampia superficie della torbiera e sempre alla base della sequenza di torba.

10.4.3 Identificazione e datazione dei frammenti legnosi e dei carboni

Anche in questo caso è stato compiuto uno studio qualitativo sui frammenti di legno e di carbone rinvenuti nella torba. Queste osservazioni hanno portato alla conclusione che la maggior parte dei frammenti sono resti di conifere, riconducibili alle specie *Pinus cembra* e, in misura decisamente minore, *Juniperus* sp. presumibilmente *Juniperus nana*.

Solo in un campione prelevato dal profilo LAN2, alla profondità di 60-65 cm, è stato trovato un frammento di legno attribuibile a Ericaceae (cfr *Vaccinium myrtillus*).

Si è provveduto inoltre a studiare la modalità di crescita e a datare il tronco rinvenuto alla base della sezione LAN1. Il tronco è stato quindi tagliato in più porzioni e un totale di 13 sezioni sono state osservate per annotare le eventuali anomalie di crescita; in nessuna sezione però è stato osservato legno di reazione, tipico dei fusti che subiscono un allontanamento dalla verticale, al fine di riportarsi in posizione eretta. La porzione centrale del fusto, prelevata da una sezione della parte apicale (posta a 400 cm), è stata datata al ^{14}C , restituendo una data pari a 8070 ± 50 BP (Beta Analytic, Florida, USA), corrispondente a 9010 cal BP (data calendario 7060 cal BC).

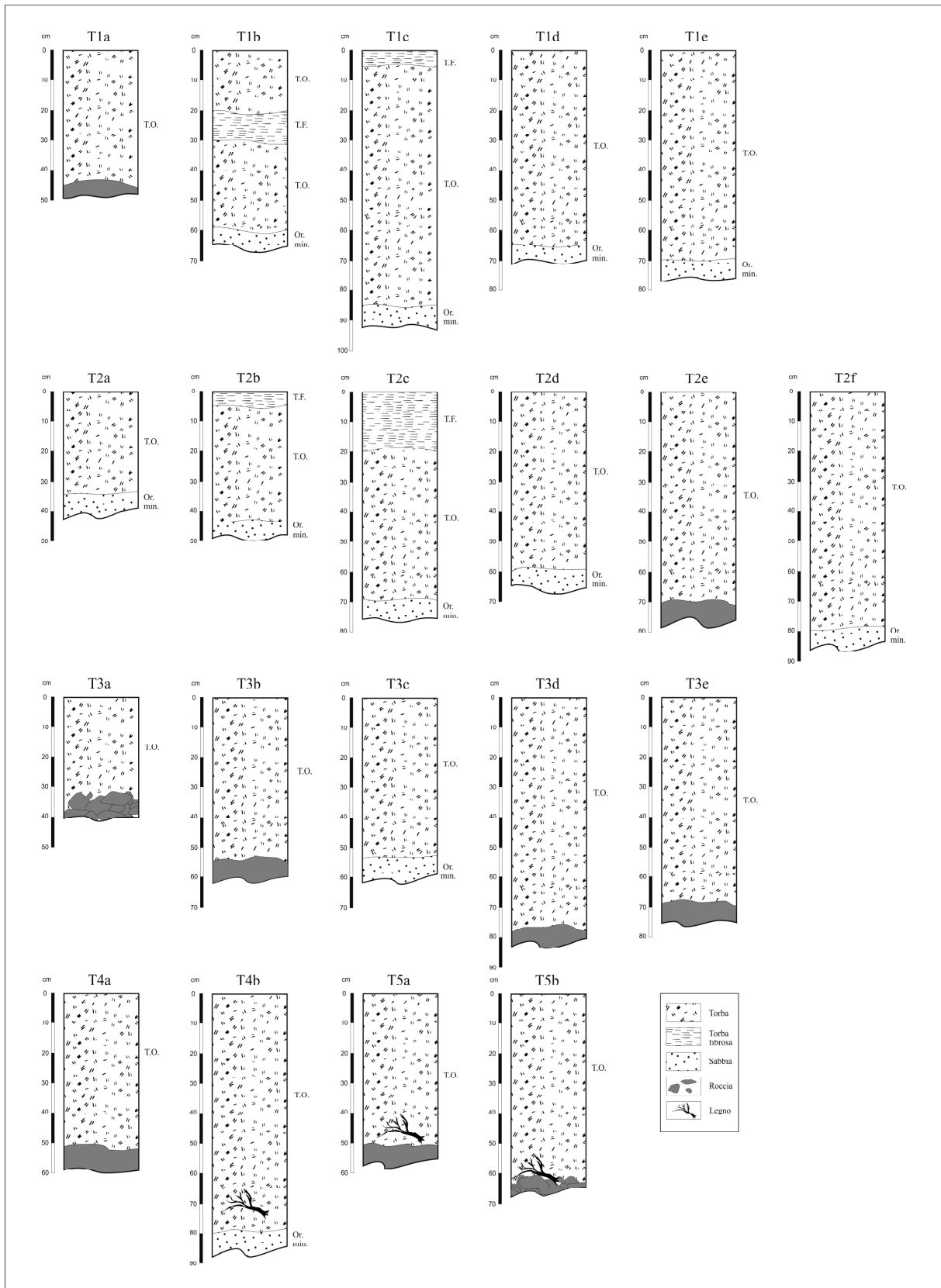


Fig. 10.11: rappresentazione delle trivellate effettuate al Lago Nero (BS).

Si sono poi confrontate la quota del ritrovamento e datazione del tronco del Lago Nero con i dati riportati in letteratura; è stato quindi realizzato il grafico in Fig. 10.12, che mette appunto in relazione quota e datazione di diverse decine di reperti rinvenuti in diverse località dell'arco alpino, di cui erano note da letteratura la specie, la quota di rinvenimento e la data al ^{14}C (Carcaillet, 2001; Carnelli *et al.*, 2004; Ravazzi e Aceti, 2004; Ali *et al.*, 2005; Carcaillet e Muller, 2005; Nicolussi *et al.*, 2005; Joerin *et al.*, 2006; Joerin *et al.*, 2008; Nicolussi *et al.*, 2009). Da quel che si può osservare, il reperto rinvenuto al Lago Nero si colloca tra i più elevati in quota e tra i più antichi tra quelli noti finora. Questo quindi fornisce importanti indicazioni riguardo una precoce risalita della vegetazione arborea fino a quote elevate, fin dal primo Olocene.

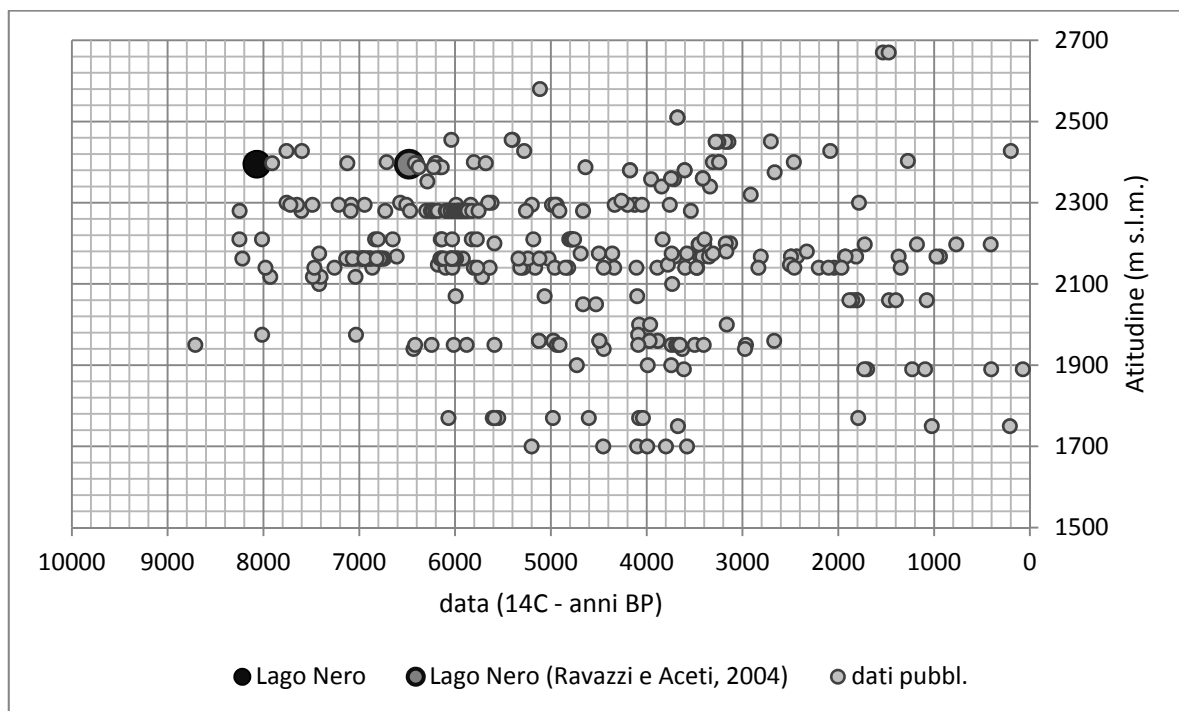


Fig 10.12: relazione tra quota e datazione (^{14}C - anni BP) di frammenti legnosi rinvenuti sull'arco alpino.

10.5 Valle delle Messi: discussione dei dati paleoambientali

In base a quanto emerso dall'analisi dei macroresti del profilo LAN1, è possibile osservare una successione di tre fasi nell'evoluzione del sito.

La fase iniziale a foresta (che nell'ambito del profilo è rappresentata dai sedimenti posti nella parte basale, da 50 a 40 cm) è caratterizzata dalla presenza del materiale legnoso.

La seconda fase (rappresentata dai livelli di torba tra i 40 e i 15 cm di profondità) è caratterizzata dall'abbondante presenza di muschio e ciperacee.

La terza fase (dai 15 cm di profondità fino alla superficie) è, infine, contraddistinta dalla diminuzione delle ciperacee e dallo sviluppo degli sfagni.

Per quanto riguarda il profilo LAN2, si possono individuare due fasi principali: una prima fase (dalla base fino a 50 cm), caratterizzata dalla presenza dei frammenti legnosi, e una seconda fase (dai 50 cm fino alla superficie) definita dall'abbondante presenza di muschio e terminante con una situazione a pascolo umido.

La fase iniziale a foresta è testimoniata dal numeroso materiale legnoso presente alla base dei profili, rinvenuto con le trivellate e dai tronchi riconducibili a *Pinus cembra* che emergono per erosione dalla torbiera. Verosimilmente, a partire da circa 9000 anni cal BP, nella zona vi erano, quindi, condizioni climatiche più favorevoli per la crescita del cembro rispetto alle condizioni attuali. Infatti attualmente la specie non è presente sul versante bresciano del Passo Gavia e non sono nemmeno presenti alberi nell'area limitrofa al lago, ad eccezione di piccoli larici stentati e isolati (vedi cap. 9).

La presenza di tronchi di notevoli dimensioni, adagiati sul fondo del lago, era già nota per il settore sud-occidentale, in prossimità dello sbarramento (Aceti, 2005). Il ritrovamento di questi macroresti, tutti riconducibili a *Pinus cembra*, conferma la presenza di più alberi nei pressi del sito durante la prima metà dell'Olocene, un periodo con clima favorevole all'innalzamento del limite degli alberi e alla formazione di cembrete estese ad alta quota in Valle delle Messi. La presenza del cembro è testimoniata almeno a partire da circa 9000 anni cal BP e per un periodo di almeno 1500-2000 anni, come suggerito dal ritrovamento di un seme di *Pinus cembra* datato a 6480 ± 70 anni BP (7266-7553 anni cal BP; Ravazzi e Aceti, 2004).

Inoltre il ritrovamento del tronco di cembro testimonia la presenza di alberi a portamento eretto e non di krummholz. La mancanza di legno di reazione ha portato poi ad ipotizzare che l'individuo studiato non crescesse sul versante, dove con ogni probabilità la pendenza avrebbe determinato la produzione di tale legno per inclinazione del fusto, ma bensì in prossimità delle sponde del lago. Un altro aspetto a favore di questa ipotesi è dato dal fatto che il tronco è stato trovato con la base rivolta verso il versante e la punta verso il lago, come se si fosse sradicato e fosse caduto in acqua per semplice coricamento. Questa osservazione però si basa sull'analisi di un solo individuo e non si può ovviamente escludere che altri alberi potessero crescere lungo il pendio.

Resta da chiarire se durante la fase forestata il lago e/o la torbiera fossero già presenti. Il fatto che il lago sia di origine glaciale (Desio, 1944) e quindi molto probabilmente formatosi con il ritiro dei ghiacci all'inizio dell'Olocene, suggerisce che potesse essere presente contemporaneamente alla cembreta. Al contrario, dato che il materiale legnoso rinvenuto si trova alla base della sequenza di torba, si suppone che la formazione della torbiera possa essere successiva alla caduta degli alberi.

Per quel che riguarda la componente non arborea, nei profili e nelle trivellate effettuate non sono emersi macroresti riconducibili a specie tipiche del sottobosco delle cembrete (come resti di ericacee, quali fusti o semi di mirtillo o di rododendri), anche se non si può ovviamente escludere che questi possano essere presenti in aree non campionate. I macroresti rinvenuti negli stessi livelli del legno caratterizzano invece ambienti come prati umidi e paludi, segnale dato dall'abbondanza di *Alchemilla vulgaris*, specie tipica di prato umido, e dalla presenza di resti di ciperacee; di dubbia interpretazione è la presenza di corpi fruttiferi di fungo, poichè, non essendo stati identificati, non è possibile dire se siano tipici di sottobosco di foresta o di altri ambienti.

Ad un certo momento dell'evoluzione del sito, la copertura a bosco è poi venuta meno, dando così inizio alla seconda fase, tanto che nei profili, tra 0 e 40 cm di profondità, non si trovano più porzioni centimetriche di cembro, ma solo piccoli frammenti di legno, di pochi mm e probabilmente rimaneggiati.

Non si sono trovate evidenze di eventi traumatici che abbiano causato la fine della foresta. I carboni ritrovati sono in quantità minima e non attestano prove della presenza del disboscamento ad opera dell'uomo mediante gli incendi (Carcaillet, 1998; Carcaillet e Thinon, 1996; Talon, 2010; Finsinger e Tinner, 2007; Favilli *et al.*, 2010). In corrispondenza della scomparsa della componente legnosa non si verifica nemmeno un aumento nella frazione minerale che possa far supporre instabilità di versante successiva al disboscamento. Pare quindi che la foresta sia scomparsa gradualmente, per cause non determinabili.

In seguito alla scomparsa della foresta, si instaurarono nuove condizioni climatiche che portarono all'espansione delle *Carex* igrofile e del muschio, con inizio dell'interramento e dell'impaludamento del lago. Le variazioni nelle quantità dei muschi e delle diverse specie di ciperacee lasciano ipotizzare che si siano susseguite differenti fasi, che coincidono con diversi livelli dell'acqua del lago, e che portarono a un'alternanza tra ambienti più umidi e paludosi e fasi a torbiera più asciutta o di prateria umida.

Come segnalato da Aceti (2005), il ritrovamento di abbondante materiale legnoso riconducibile a ericacee e datato alla seconda metà dell'Olocene suggerisce un progressivo ritiro della vegetazione forestale e una sua sostituzione ad opera di vegetazione arbustiva di ambiente più aperto.

Entrando nello specifico del passaggio fra la seconda e la terza fase, osservato nel profilo LAN1, la diminuzione delle ciperacee nella fase recente e la comparsa dello sfagno non è imputabile a cambiamenti ambientali e climatici, bensì all'evoluzione della torbiera che dalla fase iniziale a torbiera bassa a carici, alimentata dall'acqua sotterranea del lago, evolve verso la fase successiva di torbiera alta, caratterizzata da sfagni e con apporto idrico derivato quasi esclusivamente da precipitazioni meteoriche.

La presenza di carbone nella fase recente documenta invece la presenza dell'uomo. Il nuovo mutamento nelle condizioni del sito è da ricondurre all'intervento antropico, dovuto all'espansione del pascolo bovino e allo sbarramento delle acque del lago che ha portato il livello dell'acqua a risalire. L'azione erosiva delle acque del lago, dovuta a questo innalzamento rende così possibile il rinvenimento dei tronchi.

10.6 Ricostruzione paleoambientale dell'area di studio

Basandosi sui dati emersi dalle analisi paleobotaniche e paleopedologiche, si può cercare di ricostruire la storia evolutiva delle due valli, dalla deglaciazione fino ai giorni nostri, rifacendosi anche ai numerosi studi che trattano dell'evoluzione degli ambienti alpini dal Postglaciale a oggi (e.g. Gobet *et al.*, 2003; Wick *et al.*, 2003; Filippi *et al.*, 2005; Tinner e Vescovi, 2005; Tinner e Kaltenrieder, 2005; Vescovi *et al.*, 2007; Angelucci e Bassetti, 2009).

Il ritiro dei ghiacci nell'area iniziò presumibilmente solo nel primo Olocene, intorno a 11700-11500 anni fa, epoca a cui si data il forte aumento delle temperature per la zona alpina seguito al Tardiglaciale (18000-14500

anni BP) (Heiri e Millet, 2005; Heiri *et al.*, 2007). Già attorno agli 11400 anni BP diversi studi registrano la presenza, di specie arboree quali *Pinus sylvestris*, *Pinus mugo*, *Pinus cembra*, *Larix decidua* e *Betula*, grazie al ritrovamento di macroresti e pollini appartenenti a queste specie in sedimenti lacustri a più di 1700 metri di quota (Gobet *et al.*, 2003; Filippi *et al.*, 2005; Gobet *et al.*, 2005); oltre i 2300 metri di quota erano probabilmente presenti esclusivamente comunità erbacee e basso arbustive tipiche del piano alpino e dominate da *Salix herbacea* (Tinner e Kaltenrieder, 2005).

Con il ritiro dei ghiacciai, la Val Cedec sarebbe venuta a trovarsi in condizioni tipicamente periglaciali, esposta all'azione erosiva del vento e dell'acqua, con fratturazione delle rocce a opera del gelo e formazione di depositi loessici e di colluvio (Angelucci e Bassetti, 2009; Ravazzi *et al.*, 2007), ben selezionati e pochissimo alterati, praticamente privi di residui organici per assenza di copertura vegetale (di questa fase avremmo testimonianza nel livello loessico alla base del profilo GAV7, privo di evidenze di pedogenesi e ricco di figure pedologiche legate alla sola azione del gelo nel suolo).

Dopo tale periodo però le vegetazioni forestali risalirono rapidamente in quota e molte aree alpine si coprono di boschi anche ad alta quota: in Engadina indicano un buon tasso di afforestamento tra i 1700 e i 1800 metri di quota già tra i 10000 e i 10400 anni BP, ad opera di *Pinus sylvestris*, *Pinus mugo*, *Pinus cembra*, *Larix decidua* e *Betula*; nella zona del Passo dello Spluga, al Lago Basso (2250 m), l'analisi dei macroresti vegetali mostra che tra circa 8700-8100 anni fa la foresta era presente intorno al lago a una quota di circa 2300 m, mentre attualmente si trova circa 300 m più in basso (Wick, 1994). In Valle d'Aosta, studi pollinici condotti nei pressi del ghiacciaio del Rutor (2510 m) sembrano confermare che tra i 7600 e i 6900 anni dal presente il limite della foresta si trovasse 200-300 m più in alto rispetto a oggi (Burga, 1993). Studi nelle Alpi centrali (Lago Basso, 2250 m, e Guillè Rion, 2343 m) mostrano una riforestazione di questi due siti a partire da 9700-9500 anni fa ad opera di *Pinus cembra*, *Larix decidua* e *Betula*, con la timberline che raggiunse la massima altezza tra gli 8700 e i 5000 anni fa (Tinner e Vescovi, 2005).

La datazione del tronco di *Pinus cembra* rinvenuto alla base della sequenza di torba al Lago Nero testimonia che la risalita della vegetazione arborea in alta Val Camonica fu piuttosto precoce, con il limite degli alberi assestato a quote superiori a quelle del lago (oltre i 2400 m) già a partire da 9000-8000 anni cal BP. Questa risalita sarebbe inquadrabile in una fase di espansione del cembro in quota, documentata anche in altre aree alpine e avvenuta a partire da 9500 anni cal BP. Infatti, studi condotti al lago di Gouillè Rion (2343 m), nelle Alpi Centrali svizzere, rivelano come a partire da 11.600-11.500 anni cal BP, comunità di piante alpine (per esempio *Salix herbacea*) si stabilirono nei dintorni del lago, in risposta all'aumento delle temperature di circa 3-4°C. Con un ulteriore riscaldamento di 1-2°C, foreste pioniere a *Larix decidua* raggiunsero il sito e vi rimasero fino a 9600 anni cal BP, quando l'importanza del larice decrebbe e venne favorita l'espansione del cembro (Tinner e Kaltenrieder, 2005). Questa fase corrisponderebbe anche nell'area di studio alla massima espansione delle foreste di cembro e alla conseguente evoluzione dei Podzol, che oggi si trovano fino a oltre 2600 m al Passo Gavia (vedi cap. 5). Oltre che più caldo dell'attuale, il clima doveva probabilmente essere più continentale, come suggerito dalla presenza di cembro sul versante camuno, dove oggi manca probabilmente anche a causa del clima troppo oceanico.

Anche la risalita della vegetazione in Val Cedec è probabilmente da datarsi a questo periodo, con diffusione di ambienti forestali o per lo meno densamente arbustati in tutta la valle e lo sviluppo di suoli più profondi ed evoluti, come suggerito anche da studi relativi alla frequentazione antropica nell'area (Angelucci *et al.*, 1993). Dalle evidenze pedologiche descritte, in Val Cedec il limite degli alberi superò la quota a cui si attesta oggi nell'area di studio, e cioè intorno a 2400 m (vedi cap. 9). I versanti della valle erano probabilmente ricoperti da un manto di alberi e arbusti che ne stabilizzava la struttura, e sembra che queste vegetazioni raggiungessero almeno una quota di 2600 m (GAV7), forse non solo con singoli alberi isolati, ma con coperture continue, tanto da portare allo sviluppo di veri e propri Podzol (vedi cap. 5).

Una decisa espansione delle vegetazioni forestali potrebbe essersi verificata all'inizio dell'Atlantico (attorno ai 6000-7000 anni fa), quando si registrò un deciso miglioramento climatico e un considerevole incremento delle temperature. Si ebbe in tale periodo il massimo ritiro dei ghiacciai alpini (Orombelli e Porter, 1982), a cui seguì una fase di formazione ed evoluzione di suoli (Cremaschi, 1987) ed espansione della vegetazione anche oltre i 2000 m di altitudine, e a quote inferiori un progressivo aumento dell'attività umana (Angelucci e Bassetti, 2009). Successivamente a questa fase di forte espansione delle vegetazioni forestali però si sarebbe verificato un nuovo peggioramento climatico, iniziato intorno a 5500 anni BP (Wick *et al.*, 2003), che avrebbe causato un abbassamento del limite degli alberi a partire da circa 5000 anni fa (Wick e Tinner, 1997). La regressione della treeline nell'area di studio avrebbe portato all'espansione di cenosi erbacee tuttora presenti attorno alle due torbiere, che avrebbero rimaneggiato, anche se apparentemente in misura decisamente limitata, i precedenti suoli forestali (vedi cap. 5).

Potrebbe risalire a questo periodo lo sviluppo della torbiera di Cedec, con l'instaurarsi di condizioni di ristagno idrico e impaludamento progressivo. Il mancato ritrovamento nei campioni di torba di frammenti legnosi che abbiano dimensioni superiori a pochi centimetri porta infatti a supporre che tale torbiera si sia formata solo in un tempo in cui la copertura forestale era già venuta meno, in presenza di bassi arbusti di salice a ricoprire i versanti della valle. Il limite della foresta era allora probabilmente attestato sotto i 2470 m (quota della torbiera), con però la possibile presenza di alberi più o meno isolati anche ad altitudini maggiori; se la presenza della torbiera in Val Cedec fosse stata contemporanea a una densa copertura forestale, se ne sarebbero molto probabilmente dovute trovare tracce nei campioni di torba. Naturalmente è possibile che durante il lavoro di campionamento resti di questo tipo semplicemente non siano stati rinvenuti, data l'estensione della torbiera, soprattutto qualora la presenza degli alberi nei pressi del sito non fosse stata particolarmente fitta. Per questo saranno necessarie ulteriori ricerche, con un infittimento dei punti di campionamento in torbiera.

Secondo un'ipotesi alternativa, la formazione della torbiera avrebbe potuto essere contemporanea alla fase forestale, quando il limite degli alberi si trovava ancora a quote superiori, ma, per cause diverse, le vegetazioni forestali non sarebbero state in grado di svilupparsi direttamente a ridosso della torbiera stessa, rendendo così impossibile l'accumulo di frammenti legnosi di specie arboree. Quest'ipotesi potrà essere valutata attraverso la datazione al ^{14}C dei frammenti di legno estratti dalla torba; questo potrà assegnare una data minima di inizio di sviluppo del deposito, rendendolo quindi correlabile con quanto noto in letteratura.

In Valle delle Messi invece il raffreddamento climatico avrebbe portato all'espansione intorno al Lago Nero di vegetazioni a muschi e ciperacee, con l'instaurarsi di condizioni di ristagno idrico e impaludamento progressivo del lago con lo sviluppo della torbiera e la diffusione di vegetazioni arbustive al posto della foresta (ritrovamenti di legno e carboni attribuiti a *Juniperus* sp.).

Al peggioramento climatico è da sommarsi anche l'inizio, o il sensibile acuirsi, dell'intervento antropico, espresso soprattutto sotto forma di pascolo e di incendi forestali (Anfodillo e Urbinati, 2001); questo fenomeno cominciò a farsi rilevante in ambiente alpino verso il tardo Neolitico e l'inizio dell'Età del Bronzo (tra i 4700 e i 3500 anni BP), come suggeriscono diversi studi nelle Alpi centrali e occidentali (Moe *et al.*, 2007; Gobet *et al.*, 2003) nelle Alpi orientali, nelle Prealpi e in Dolomiti (Fedele, 1981, 1990), per rimanere più o meno invariato durante l'Età del Ferro e in epoca romana e medievale (Moe *et al.*, 2007; Filippi *et al.*, 2005). Per quanto riguarda l'area di studio, ritrovamenti di manufatti litici nel sito di Dosso Gavia, posto sul versante valtelinesse del passo a 2360 m di quota, testimoniano la presenza dell'uomo fin dall'inizio dell'Olocene (Angelucci *et al.*, 1993) ma almeno nelle fasi iniziali della frequentazione l'impatto antropico potrebbe essere stato limitato.

L'attività antropica potrebbe essersi inizialmente concentrata nel fondovalle per espandersi successivamente anche sui versanti con la conseguente rimozione degli alberi e degli arbusti. La vegetazione sarebbe così evoluta verso una prateria alpina priva di cespugli e variamente pascolata, portando a cambiamenti nella dinamica di evoluzione dei suoli per la variazione dei processi pedogenetici in atto. L'eliminazione degli arbusti avrebbe causato una diminuzione della stabilità dei versanti e un acuirsi dei fenomeni di erosione e della franosità, suggerito dai livelli minerali osservati nelle torbiere e indicato anche in alcuni studi che registrano un aumento dell'erosione in ambienti montani durante l'Età del Bronzo (Lotter e Birks, 2003; Wick *et al.*, 2003). Quest'impatto in Val Cedec portò a un ulteriore abbassamento della quota raggiunta dagli alberi, che venne così a non coincidere più con la potenziale treeline dipendente dal clima, e le aree potenzialmente alberate situate all'altitudine della torbiera rimasero prive di ogni copertura arborea. A questa situazione si possono ricondurre le evidenze di instabilità dei versanti rappresentate dalle *stone lines* del profilo GAV8 e dai livelli minerali in torbiera. L'azione antropica potrebbe aver contribuito alla completa scomparsa di alberi e arbusti dalla valle, situazione che si mantiene ancora oggi e che non sembra in procinto di modificarsi, come invece sta avvenendo in molti siti alpini (Del Favero, 1993; Nola, 1994; Urbinati e Carrer, 1997; Motta e Nola, 2001); le cause sarebbero però da ricercare esclusivamente nel controllo antropico del territorio, operato al fine di rendere l'area idonea al pascolo del bestiame, così come evidenziato anche dalle opere di drenaggio della torbiera stessa. Questa infatti sembra una tendenza legata esclusivamente alla Val Cedec, in quanto le vicine valli dei Forni e del Gavia mostrano segni inequivocabili della risalita in quota del limite degli alberi, in aree non soggette alla stessa pressione antropica, nelle quali la dinamica della vegetazione arborea è controllata esclusivamente da fattori climatici (vedi cap. 9). Anche nell'area circostante il Lago Nero l'impatto antropico è oggi piuttosto intenso e soprattutto legato al pascolo; i versanti e l'area pianeggiante attorno al lago sono infatti utilizzati come pascolo estivo per bovini, con un impatto notevole sulla torbiera anche se apparentemente di entità minore a quella registrata in Val Cedec. Non si sono osservati infatti interventi di bonifica del terreno saturo d'acqua anche se un effetto considerevole ha avuto la costruzione del muro di contenimento delle acque del lago; se da

un lato questo ha permesso la messa alla luce della sequenza completa di torba e la liberazione di continuo frammenti di legno subfossile, dall'altro l'azione erosiva delle acque sta progressivamente intaccando il deposito stesso.

Capitolo 11

Conclusioni

La presente ricerca ha messo in evidenza l'importanza di un approccio di tipo multidisciplinare allo studio di una problematica complessa quale la ricostruzione paleoambientale e la risposta del limite degli alberi alle variazioni climatiche; dai risultati emersi risulta evidente quanto sia utile un approccio che permetta di combinare discipline abiologiche e biologiche.

In particolare si è messa bene in luce l'importanza dei suoli come archivi paleoambientali, soprattutto laddove siano assenti altri archivi più tradizionali, quali ad esempio le torbiere. I suoli, infatti, hanno una forte correlazione con clima e vegetazione, ovvero con due tra i principali fattori che definiscono l'ambiente, e sono da questi condizionati in buona misura in maniera prevedibile; poiché le tracce dei processi che portano allo sviluppo dei suoli vengono spesso conservate sotto forma di proprietà chimico-fisiche e/o micromorfologiche, i suoli stessi diventano fondamentali archivi di informazioni paleoambientali, anche alla luce della loro distribuzione praticamente continua sul territorio.

L'approccio multidisciplinare, inoltre, permette di ovviare alla non uniforme distribuzione degli archivi paleoambientali sul territorio; in questo studio, ad esempio, si è potuto ricorrere a metodologie paleobotaniche differenti (studio dei macroresti in torbiera per le aree alpine, pedoantracologia per l'Appennino) ovviando alla mancanza di archivi paleoambientali comuni. Inoltre l'analisi dei resti vegetali associati a particolari orizzonti di suolo, e la datazione di alcuni di questi, ha permesso di collocare nel tempo le diverse fasi di vegetazione e quindi, indirettamente, le diverse fasi paleoclimatiche.

Una ulteriore datazione relativa degli eventi paleoclimatici è stata possibile grazie all'utilizzo di metodologie micromorfologiche; il ritrovamento di particolari figure pedologiche negli orizzonti di suolo ha permesso di risalire ai processi che ne hanno determinato la formazione, e le relazioni di sovrapposizione di queste figure l'una sull'altra hanno permesso di ricostruire la successione cronologica di questi eventi.

Da quanto emerso da questa ricerca, risulta inoltre evidente l'importanza del monitoraggio della situazione attuale al fine di poter meglio interpretare le evidenze paleoambientali; si è infatti osservato quanto la posizione delle treeline sia influenzata sia dal profilo bioclimatico delle diverse aree di studio, sia dalla composizione floristica della vegetazione arborea in corrispondenza del proprio limite altitudinale. Ne è esempio la situazione riscontrata in nelle due aree di studio alpine, nelle quali, nonostante la continuità geografica, si riscontrano risposte contrastanti della vegetazione al riscaldamento in corso: questo diverso comportamento, con treeline in risalita in Valtellina e treeline statica in Val Camonica, sarebbe imputabile sia a condizioni bioclimatiche differenti (maggiore o minore continentalità del clima) sia alle conseguenti composizioni floristiche differenti (assenza del pino cembro in Val Camonica). Queste informazioni risultato preziosissime nel momento in cui si devono interpretare dati paleoambientali, in particolare quando i dati indicano treeline più alte dell'attuale in aree in cui oggi apparentemente non si osserva risalita della vegetazione arborea (il caso della Val Camonica e

dell'Appennino). Le treeline più alte dell'attuale, quindi, avrebbero potuto essere determinate sia da condizioni climatiche più favorevoli rispetto a quelle che si osservano oggi, sia da composizioni floristiche differenti dall'attuale; questa seconda ipotesi sarebbe documentata nell'analisi dei macroresti, che suggerisce in particolare una dominanza di abete bianco (oggi praticamente assente) in Appennino e la presenza di cembro (oggi assente) ad alta quota in Val Camonica.

Infine, lo studio delle dinamiche in corso in corrispondenza della treeline e il confronto con i dati emersi dalle analisi paleoambientali risultano di particolare importanza e di grande attualità nel momento in cui si vogliono modellizzare le risposte della vegetazione al riscaldamento attuale; nel caso di studi predittivi, è infatti necessario tenere bene in considerazione che le risposte della vegetazione d'alta quota ai cambiamenti climatici non sono lineari, nonostante siano evidentemente clima-dipendenti.

Per quel riguarda i risultati, le evidenze osservate hanno confermato la variabilità climatica olocenica, già nota in letteratura, che si è tradotta in posizioni della treeline diverse nel corso del tempo, e in particolare più elevate dell'attuale fino all'Olocene medio. Attraverso l'integrazione di dati paleobotanici e micromorfologici è stato possibile ricostruire le principali fasi climatiche; notevole è il dettaglio a cui ci si è potuti spingere, in alcuni casi partendo dal primo Olocene, con testimonianze di condizioni periglaciali sulle Alpi, passando per la fase di massima risalita delle treeline durante l'Optimum climatico e per quella successiva di deterioramento climatico e di influenza antropica che ha determinato la discesa del limite degli alberi, fino all'epoca storica, di instabilità dei versanti particolarmente evidente in Appennino, e attuale.

Ulteriori studi saranno necessari per risolvere ad alcuni quesiti rimasti tuttora aperti, sia riguardo la risposta della vegetazione all'attuale cambiamento climatico, sia riguardo alcune fasi paleoambientali non ancora del tutto chiarite.

Per quel che riguarda il primo aspetto, è già in corso una sperimentazione nell'area appenninica, per cercare di chiarire le cause della mancata risalita del faggio; è stato avviato un protocollo sperimentale che prevede il trapianto a quote diverse di plantule e la dispersione di frutti di faggio, previo prelievo del materiale al di sotto dell'attuale limite degli alberi. In ogni sito di trapianto è stato posizionato un datalogger per la registrazione di temperatura e umidità. In questo modo i dati relativi alla sopravvivenza delle plantule e alla germinazione verranno associati a serie climatiche precise e continue, per cercare di individuare i fattori limitanti il loro sviluppo in quota (regime annuale delle temperature, gelate primaverili, siccità estiva. ecc..).

Per quel che riguarda gli aspetti paleoambientali, maggior dettaglio verrà raggiunto nell'analisi dei macroresti in torbiera e dei carboni contenuti nei suoli. Nelle torbiere alpine verranno aggiunti ulteriori punti di campionamento, per aumentare la precisione della ricostruzione della successione delle vegetazioni e per definire la distribuzione dei frammenti di legno all'interno della torbiera. In Appennino verranno campionati ulteriormente gli orizzonti dei paleosuoli, per arricchire l'analisi antracologica e chiarire ulteriormente l'avvicendamento delle vegetazioni; si potrà chiarire ad esempio a quale vegetazione sia legata la fase di pedogenesi più intensa, in quale momento sarebbe avvenuta la sostituzione dell'abete ad opera del faggio, o se la foresta dominata da abete sia stata preceduta da formazioni a diversa composizione.

Si cercherà inoltre di incrementare il numero di date ^{14}C , in modo da definire più precisamente i limiti temporali delle diverse fasi climatiche, partendo, ad esempio, dalla datazione dei frammenti di *Salix* rinvenuti nella torbiera valtellinese.

Da ultimo si vorrebbe ampliare lo studio nella torbiera in Val Camonica, estraendo un numero maggiore di tronchi subfossili sui quali effettuare un'analisi dendroecologica, per definire con alta risoluzione temporale le modalità di crescita di questi alberi e per cercare di collegare questi esemplari alle serie dendrocronologiche storiche note in letteratura.

Ringraziamenti

Alla fine di questi quattro anni di intenso lavoro, è arrivato il momento di ringraziare tutte le persone che mi hanno permesso di intraprendere questa esperienza e che mi hanno accompagnato lungo il percorso.

Il primo grazie è per il dott. Luca Trombino, per aver creduto in me e in questo progetto di dottorato, per avermi dato la possibilità di uscire dall'ufficio e di tornare ancora sul terreno e per avermi lasciato la libertà di gestire in autonomia la ricerca.

Il secondo grazie è per il dott. Marco Caccianiga, per tutto quello che ha saputo trasmettermi in questi anni di lavoro insieme: la capacità di osservare davvero quello che ci circonda, il modo corretto di approcciarsi alla ricerca, la passione per questo lavoro.

Il terzo grazie è per il dott. Simone Sterlacchini, per la disponibilità, la professionalità e la simpatia sempre dimostrate, sia durante il lavoro di campo, sia durante la fase di riorganizzazione ed elaborazione dei dati.

Grazie alla dott.ssa Brigitte Talon, ricercatrice presso l'*Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie (IMEP)* di Aix-en-Provence, per l'infinita disponibilità e la grande simpatia dimostratemi nei due mesi di soggiorno presso i suoi laboratori e, ovviamente, per avermi insegnato i segreti della pedoantracologia; grazie a Chloé, insostituibile compagna di lavoro nelle lunghe giornate al microscopio, a Maryse, Carine, Mélanie e tutti i frequentatori dell'*IMEP* che hanno reso indimenticabile il mio passaggio per l'Arbois.

Grazie ad Elena Ferrari, per il preziosissimo aiuto nelle analisi chimiche, per tutti i suggerimenti riguardo la gestione dei laboratori e soprattutto per avermi supportato in alcuni dei più deprimenti momenti del dottorato.

Non posso ovviamente non ringraziare tutti gli studenti che mi hanno affiancato nel lavoro durante cinque stagioni di campo e quattro anni di lavoro in laboratorio; è anche grazie a loro che ho potuto portare a termine questo immenso lavoro! Sperando davvero di non dimenticare nessuno, un ringraziamento sincero va a tutti voi: Anna Aiello, Alessandra Cozzi, Andrea Algeri, Arianna Alghisio, Stefano Belloni, Tecla Bertarini, Elena Bon, Silvia Bussolati, Jurij Bonomo, Giulia Butti, Matteo Capodicasa, Silvia Cisani, Martino De Capitani, Luca Fallati, Pierluigi Galletta, Silvia Ladina, Gianalberto Losapio, Stefano Lucchesi, Luisa Magistris, Silvia Maiolo, Clara Marchionne, Guido Mariani, Arcangelo Matarrese, Luca Merletti, Tiziana Merlini, Marco Moneghini, Agnese Motta, Marta Muterini, Veronica Orlando, Elena Pavanello, Marta Pontello, Cristina Quetti, Annamaria Redondi, Arianna Rossi, Duccio Tampucci, Mattia Tavaroli, Sara Tomiolo, Francesca Trivellato.

Grazie ai miei grandiosi compagni di ufficio e di dottorato con cui ho scambiato sempre volentieri opinioni su argomenti scientifici e non, per aver reso indubbiamente molto più piacevoli questi anni passati gomito a gomito; grazie ad Emmanuele Cavalli, Eleonora Dall'Olio, Ivan Frigerio, Cristiano Nicosia, Pasquale Poppa.

Grazie alla grande famiglia del Rifugio Berni e al signor Giancarlo dello Sporting, per la simpatia, la gentilezza e la grandissima disponibilità dimostrate in ogni occasione; grazie soprattutto per le impagabili tavole imbandite per cena, miraggio incoraggiante durante le faticose giornate di lavoro sul terreno.

Infine, un grazie particolare a Marco, una guida e un riferimento continuo che mi ha seguito e sostenuto per tutti questi anni. Grazie di avermi accompagnato ovunque e di aver preso con me sole, pioggia, neve e grandine durante le giornate di terreno; grazie di aver consumato con me le suole degli scarponi durante i chilometri percorsi insieme; grazie dei chili di campioni che mi hai aiutato a portare; grazie di tutte le volte che mi hai ripetuto i nomi delle stesse piante finché non mi entravano in testa; grazie di avermi fatto scoprire posti meravigliosi, portandomi su e giù per le montagne; grazie di aver letto e riletto mille volte le cose che scrivevo e di avermi pazientemente corretto sempre gli stessi errori nell'inglese; grazie di essermi stato vicino nei momenti di gioia e soprattutto di avermi sopportato nei momenti di nervosismo o di sconforto, quando perdevo la pazienza e mi sembrava che andasse tutto storto; è soprattutto grazie a te se tutto questo è stato possibile ed è stato così incredibilmente bello!

Bibliografia

- Abbazzi, P. & Maggini L. (2009), Elenco sistematico-faunistico dei Curculionoidea Italiani, Scolytidae e Platypodidae esclusi (Insecta, Coleoptera). *Aldrovandia* 5, 29-216.
- Accorsi, C.A., Aitken, M.J., Cremaschi, M., Ferraris, M., McElroy, C., Questiaux, D. & Van Vliet-Lanoë, B. (1990), The loess deposits of the Rivoli moraine system. In Cremaschi, M. (editor), *The Loess in Northern and Central Italy: a Loess Basin between the Alps and the Mediterranean Sea*, Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrale, Milano.
- Aceti, A. (2005), *La variabilità climatica nell'Olocene: studio di torbiere e di ambienti di alta quota nelle Alpi Italiane*. Tesi di dottorato di ricerca. Università degli Studi Milano - Bicocca, Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie.
- Aeschimann, D., Lauber, K., Moser, D.M. & Theurillat, J.P. (2004), *Flora alpina*. Zanichelli, Bologna
- Ali, A.A., Carcaillet, C., Talon, B., Roiron, P. & Terral, J.F. (2005), *Pinus cembra* L. (arolla pine), a common tree in the inner French Alps since the early Holocene and above the present tree line: a synthesis based on charcoal data from soils and travertines. *J Biogeogr*, 32, 1659-1669.
- Andreis, C., Armiraglio, S., Caccianiga, M., Bortolas, D. & Broglia A. (2005), *Pinus cembra* L. nel settore sudalpino lombardo (Italia settentrionale). *Natura Bresciana, An. Mus Civ Sc Nat Brescia*, 34, 19-39.
- Andreis, C., Armiraglio, S., Caccianiga, M. & Cerabolini, B. (2009), La vegetazione forestale dell'ordine *Piceetalia excelsae* Pawl. in Pawl. *et al.* 1928 nelle Alpi Lombarde. *Fitosociologia*, 46(1), 49-74.
- Anfodillo, T. & Urbinati, C. (2001), Foreste di alta quota in ambiente alpino: fisionomia, ecologia e possibili dinamismi. *Monti e Boschi*, 3-4, 31-39.
- Angelucci, D.E. & Bassetti, M. (2009), Humans and their landscape from the Alpine Last Glacial Maximum to the Middle Holocene in Trentino: geoarcheological considerations. *Preistoria Alpina*, Museo Tridentino di Scienze Naturali, 44, 1-6.
- Angelucci, D., Cremaschi, M., Negrino, F. & Pelfini, M. (1993), Il sito mesolitico di Dosso Gavia - Val di Gavia (Sondrio - Italia): evoluzione ambientale e popolamento umano durante l'Olocene antico nelle Alpi Centrali. *Preistoria Alpina*, Museo Tridentino di Scienze Naturali, 28, 19-32.
- Asselin, H. & Payette, S. (2005), Late Holocene deforestation of a tree line site: estimation of pre-fire vegetation composition and black spruce cover using soil charcoal. *Ecography*, 28, 801-805.
- Aurousseau, P., Curmi, P. & Bresson, L.M. (1985), Microscopy of the cambic horizon. In: Douglas, L.A. & Thompson, M.L. (Eds.), *Soil micromorphology and soil classification*. Madison WI: SSSA Special Publication Number 15.

- Avery, B.W. & Bascomb, C. L. (Eds.; 1974). *Soil Survey Laboratory Methods. Soil Survey Technical Monograph*, 6, Harpenden.
- Bader, M.Y., Rietkerk, M. & Bregt, A.K. (2007), Vegetation structure and temperature regimes of tropical alpine treelines. *Arct Antarct Alp Res*, 39(3), 353–364.
- Bal, M.C., Rendu, C., Ruas, M.P. & Campmajo P. (2010), Paleosol charcoal: Reconstructing vegetation history in relation to agro-pastoral activities since the Neolithic. A case study in the Eastern French Pyrenees. *J Archaeol Sci*, 37, 1785-1797.
- Barnekow, L. (1999), Holocene tree-line dynamics and inferred climatic changes in the Abisko area, northern Sweden based on macrofossil and pollen records. *The Holocene*, 9(3), 253-265.
- Barret, L.R. (1997), Podzolization under forest and stump prairie vegetation in northern Michigan. *Geoderma* 78, 37-58.
- Barrett, L.R. & Schaetzl, R.J. (1992), An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions. *Can J Soil Sci*, 72(4), 527-541.
- Batlori, E., Camarero, J.J., Ninot, J.M. & Gutierrez, E. (2009), Seedling recruitment, survival and facilitation in alpine *Pinus uncinata* tree line ecotones. Implications and potential responses to climate warming. *Global Ecol Biogeogr*, 18, 460-472.
- Batlori, E., Camarero, J.J. & Gutierrez, E. (2010), Current regeneration patterns at the treeline in the Pyrenees indicate similar recruitment processes irrespective of the past disturbance regime. *J Biogeogr*, 37, 1938-1950.
- Batlori, E. & Gutierrez, E. (2008), Regional tree line dynamics in response to global change in the Pyrenees. *J Ecol*, 96, 1275-1288.
- Bäumler, R. (2001), Pedogenic studies in aeolian deposits in the high mountain area of eastern Nepal. *Quatern Int*, 76/77, 93-102.
- Beaudoin A.B. (2007), On the laboratory procedure for processing unconsolidated sediment samples to concentrate subfossil seed and other plant macroremains. *J Paleolimnol*, 37, 301-308.
- Becker, A., Körner, C., Brun, J.J., Guisan, A. & Tappelner, U. (2007), Ecological and land use studies along elevational gradients. *Mt Res Dev*, 27(1), 58-65.
- Bégin, C. & Filion, L. (1999), Black spruce (*Picea mariana*) architecture. *Can J Bot*, 77, 664-672.
- Belfiore, G. & Urciuoli, G. (2004), *Analisi del contributo meccanico delle radici alla resistenza del terreno*. Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica, IARG 2004.
- Bell, A.D. (1991), *Plant form. An illustrated guide to flowering plant morphology*. Oxford University Press.
- Bernetti, G. (1994), *Selvicoltura speciale*. UTET, Torino

- Bernini, M., Carton, A., Castaldini, D. & Cremaschi, M. (1978), Segnalazione di un deposito di versante di tipo grèzes litées a Sud di M. Prampa (Alto Appennino Reggiano). *Gruppo di Studio del Quaternario Padano*, 4.
- Bertolani Marchetti, D., Dallai, D., Mori Secci, M. & Trevisan Grandi, G. (1994), Palynological evidence and forest events in the upper Tuscan/Emilian Apennines in the context of the whole Apennines holocene history. *Fisotociologia*, 26, 145-164.
- Bertolini, G., Casagli, N., Ermini, L. & Malaguti, C. (2004), Radiocarbon Data on Lateglacial and Holocene Landslides in the Northern Apennines. *Nat Hazards*, 31, 645-662.
- Bertolini, G. (2007), Radiocarbon dating on landslides in the northern Apennines (Italy). In: McInnes, R., Jakeways, J., Fairbank, H. & Mathie, E. (Eds.), *Landslides and climate change*. London, *Taylor & Francis Group*.
- Bertran, P. & Texier, J.P. (1999), Facies and microfacies of slope deposits. *Catena*, 35, 99-121.
- Biagi, P., Castelletti, L., Cremaschi, M., Sala, B. & Tozzi, C. (1980), Popolazione e territorio nell'Appennino Tosco-Emiliano e nel tratto centrale del bacino del Po. *Emilia Preromana*, 8, 13-36.
- Birkeland, P.W. (1974). *Pedology, Weathering and Gemorphological Research*. Oxford University Press, London.
- Birks H.H. & Birks H.J.B. (2001), Future uses of pollen analysis must include plant macrofossils. *J Biogeogr*, 27, 31-35.
- Birks, H.H. & Bjune, A.E. (2010), Can we detect a west Norwegian tree line from modern samples of plant remains and pollen? Results from the DOORMAT project. *Veget Hist Archaeobot*, 19, 325-340.
- Blasi, C. (1996), Il fitoclima d'Italia. *Giorn Bot It*, 130(1), 166-176.
- Blundell, A. & Barber, K. (2005), A 2800-year palaeoclimatic record from Tore Hill Moss, Strathspey, Scotland: the need for a multi-proxy approach to peat-based climate reconstructions. *Quaternary Sci Rev*, 24, 1261-1277
- Bortolotti, V. (ed.; 1992), Guide Geologiche Regionali: Appennino Tosco-Emiliano. Società Geologica Italiana. BE-MA Editrice, Milano.
- Bos, R.H.G. & Sevink, J. (1975), Introduction of gradational and pedomorphic features in description of soils. *J Soil Sci*, 26, 223-233.
- Braadbaart, F. & Poole, I. (2008), Morphological, chemical and physical changes during charcoalification of wood and its relevance to archaeological contexts. *J Archaeol Sci*, 35, 2434-2445.
- Brewer, R. (1976), *Fabric and mineral analysis of soils*. Huntington, Krieger, New York.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H., Shiyatov, S.G. & Cook, E.R. (1995), Unusual twentieth-century summer warmth in a 1000-yr temperature record from Siberia. *Nature*, 376, 156-159.

- Briggs, C.A.D., Busacca, A.J. & McDaniel, P.A. (2006), Pedogenic processes and soil-landscape relationships in North Cascades National Park, Washington. *Geoderma*, 137, 192-204.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. & Tursina, T. (1985), *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, Wolverhampton.
- Burga, C.A. (1993), Pollen analytical evidence of Holocene climatic fluctuations in the European Central Alps. In: Frenzel B. (ed.), *Oscillations of the alpine and polar tree limits in the Holocene*. Stuttgart. G. Fischer, Verlag, 163-174.
- Buurman, P. & Jongmans, A.G. (2002), Podzolization - an additional paradigm. *Edafologia*, 9(2), 107-114.
- Buurman, P. & Jongmans, A.G. (2005), Podzolisation and soil organic matter dynamics. *Geoderma*, 125, 71-83.
- Caccianiga, M., Andreis, C., Armiraglio, S., Leonelli, G., Pelfini, M. & Sala, D. (2008), Climate continentality and treeline species distribution in the Alps. *Plant Biosyst*, 142(1), 66-78.
- Caccianiga, M. & Compostella, C. (2011), Growth form and age estimation of treeline species. *Trees - Struct Funct*, DOI 10.1007/s00468-011-0595-1.
- Caccianiga, M. & Payette, S. (2006), Recent advance of white spruce (*Picea glauca*) in the coastal tundra of the eastern shore of Hudson Bay (Québec, Canada). *J Biogeogr*, 33, 2120-2135.
- Cailleret, M. & Hendrik, D. (2010), Effects of climate on diameter growth of co-occurring *Fagus sylvatica* and *Abies alba* along an altitudinal gradient. *Trees - Struct Funct*, 25(2), 265-276.
- Camarero, J.J. & Gutierrez, E. (2004), Pace and pattern of recent treeline dynamics: response of ecotones to climatic variability in the Spanish Pyrenees. *Clim Change*, 63, 181-200.
- Cappers R.T.J., Bekker R.M. & Jans J.E.A. (2006), *Digital seed atlas of the Netherland*. Barkhuis Publishing & Groningen University Library.
- Carcaillet, C. (1998), A spatially precise study of Holocene fire history, climate and human impact within the Maurienne valley, North French Alps. *J Ecol*, 86, 384-396.
- Carcaillet, C. (2001), Are Holocene wood-charcoal fragments stratified in alpine and subalpine soils? Evidence from the Alps based on AMS 14C dates. *The Holocene*, 11(2), 231-242.
- Carcaillet, C. & Brun, J.J. (2000), Changes in landscape structure in the Northwestern Alps over the last 7000 years: lessons from soil charcoal. *J Veget Sci*, 11, 705-714.
- Carcaillet, C. & Muller, S.D. (2005), Holocene tree-limit and distribution of *Abies alba* in the inner French Alps: anthropogenic or climatic changes? *Boreas*, 34(4), 468-476.
- Carcaillet, C. & Talon, B. (1996), Aspects taphonomiques de la stratigraphie et de la datation de charbons de bois dans les sols: exemple de quelques sols des Alpes. *Géogr phys Quatern*, 50(2), 233-244.

- Carcaillet, C. & Thinon, M. (1996), Pedoanthracological contribution to the study of the evolution of the upper treeline in the Maurienne Valley (North French Alps): methodology and preliminary data. *Rev Palaeobot Palyno*, 91, 399-416.
- Carnelli, A.L., Madella, M. & Theurillat, J. P. (2001), Biogenic Silica Production in Selected Alpine Plant Species and Plant Communities. *Ann Bot - London*, 87, 425-434.
- Carnelli, A.L., Theurillat, J. P. & Madella, M. (2004a), Phytolith types and type-frequencies in subalpine-alpine plant species of the European Alps. *Rev Palaeobot Palyno*, 129, 39-65.
- Carnelli, A.L., Theurillat, J. P., Thinon, M., Vadi, G. & Talon, B. (2004b), Past uppermost tree limit in the Central European Alps (Switzerland) based on soil and soil charcoal. *The Holocene*, 14(3), 393-405.
- Castelletti, L. & Cremaschi, M. (1975), Deposito mesolitico del passo della Comunella, Appennino Tosco-Emiliano. *Preistoria Alpina*, 11, 133-154.
- Castelletti L., Cremaschi M. & Notini P. (1976), L'insediamento di Lama Lite sull'Appennino Tosco-Emiliano. *Preistoria Alpina*, Museo Tridentino di Scienze Naturali, 12, 7-32.
- Cattivello, C. (2009), Aspetti ambientali, tecnici e commerciali legati all'impiego della torba: presente e futuro del componente base dei substrati. ERSa FVG- Servizio ricerca e sperimentazione. *Fertilitas Agrorum*, 3(1), 7-11.
- Chiesa, S., Micheli, P., Cariboni, M., Tognini, P., Motta, L., Longhin M., Zambrotti, P., Marcato, E. & Ferrario, A. (in prep.), Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 041 Ponte di Legno. Servizio Geologico D'Italia, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.
- Cita, M.B., Gelati, R., Gregnanin, A. (Ed.), 1990. *Guide geologiche regionali: Alpi e Prealpi lombarde*. Società Geologica Italiana, BE-MA Editrice, Milano.
- Clegg, Z., Farres, P.J. & Poesen, J.W. (1999), Soil surface drip point features: an integrated approach using analytical photogrammetry and soil micromorphology. *Catena*, 35, 303-316.
- Compostella, C., Caccianiga, M., Frigerio, S. & Sterlacchini, S. (2008), GIS e tecnologia mobile nel rilevamento di flora e vegetazione. *Terza Riunione Nazionale del Gruppo GIT* (Geology and Information Technology), Offida (AP). Abstract Book.
- Compostella, C., Trombino, L. & Caccianiga, M. Submitted. Late Holocene soil evolution and treeline fluctuations in the Northern Apennines.
- Clegg, Z., Farres, P.J. & Poesen, J.W. (1999), Soil surface drip point features: an integrated approach using analytical photogrammetry and soil micromorphology. *Catena*, 35, 303-316.
- Clymo, R.S. (1970), The growth of sphagnum: methods of measurement. *J Ecol*, 58(1), 13-49.

- Conti, P. (1997), *La falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia)* (con 17 tavole). Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 53.
- Cornell, R.M. & Schwertmann, U. (2003), *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*. 2nd, Completely Revised and Extended Edition. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, pp 703.
- Costantini, E.A.C., Lessovaia, S. & Vodyanitskii, Yu. (2006), Using the analysis of iron and iron oxides in paleosols (TEM, geochemistry and iron forms) for the assessment of present and past pedogenesis. *Quatern Int*, 156-157, 200-211.
- Coudé-Gaussen, G. (1990), The loess and loess-like deposits along the sides of the western Mediterranean Sea: genetic and palaeoclimatic significance. *Quatern Int*, 5, 1-8.
- Credaro, V. & Pirola, A. (1975), *La vegetazione della provincia di Sondrio. Amministrazione provinciale di Sondrio*.
- Cremaschi, M. (1987), *Paleosols and Vetusols in the central Po Plain (Northern Italy). A study in Quaternary Geology and Soil development*. Unicopli, Milano.
- Cremaschi, M. (1990), The loess in Northern and Central Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean regions. In Cremaschi, M. (editor). *The Loess in Northern and Central Italy: a Loess Basin between the Alps and the Mediterranean Sea, Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali*, Milano.
- Cremaschi, M. (2000), *Manuale di geoarcheologia*. Editori Laterza, Roma-Bari.
- Cremaschi, M., Biagi, P., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Rodolfi, G., Castelletti, L. & Leoni, L. (1984), Il sito mesolitico di Monte Bagioletto (Appennino Reggiano) nel quadro delle variazioni ambientali oloceniche dell'Appennino Tosco-Emiliano. *Emilia Preromana*, 9/10, 11-46.
- Cremaschi, M., Fedoroff, N., Guerreschi, A., Huxtable, J., Colombi, N., Castelletti, L. & Maspero, A. (1990), Sedimentary and pedological processes in the Upper Pleistocene loess of northern Italy. The Bagaggera sequence. *Quatern Int*, 5, 23-38.
- Cremaschi, M. & Negrino, F. (2005), Evidence for an abrupt climatic change at 8700 C-14 yr BP in rockshelters and caves of Gebel Qara (Dhofar-Oman): palaeoenvironmental implications. *Geoarchaeology*, 20(6), 559-579.
- Cremaschi, M. & Rodolfi, G. (1991), *Il suolo - Pedologia nelle scienze della Terra e nella valutazione del territorio*. La Nuova Italia Scientifica, Roma.
- Cremaschi, M. & Trombino, L. (1998), The palaeoclimatic significance of the palaeosols from southern Fezzan (Libyan Sahara): morphological and micromorphological aspects. *Catena*, 34, 131-156.
- Cremaschi, M. & Trombino, L. (1999), Forming Processes in the Uan Afuda Sequence. Palaeoenvironment and Human Activities: a Micromorphological Approach. In: Di Lernia S. (Ed.), *The Uan Afuda Cave (Tadrart*

Acacus, Libyan Sahara) Archaeological Investigations of Late Pleistocene and Early Holocene Human Occupations. Arid Zone Archaeology Monograph, 1, 27-38.

Crevaschi, M. & Van Vliet-Lanoë, B. (1990), Traces of frost activity and ice segregation in Pleistocene loess deposits and till of northern Italy: deep seasonal freezing or permafrost? *Quatern Int*, 5, 39-48.

Cruise, G.M., Macphail, R.I., Linderholm, J., Maggi, R. & Marshall, P.D. (2009), Lago di Bargone, Liguria, N Italy: a reconstruction of Holocene environmental and land-use history. *The Holocene*, 19(7), 987-1003.

Cullen, L.E., Stewart, G.H., Duncan, R.P. & Palmer, J.G. (2001), Disturbance and climate warming influences on New Zealand *Nothofagus* tree-line population dynamics. *J Ecol*, 89, 1061-1071.

D'Arrigo, R.D. & Jacoby, G. (1993), Tree growth-climate relationships at the northern boreal forest tree line of North-America - Evaluation of potential response to increasing carbon-dioxide. *Global Biogeochem Cy*, 7(3), 525-535.

Del Favero, R. (1993), *Forest recolonization in high elevation alpine areas*. INTEGRALP Project Report. *University of Padova*, pp 51.

Delhon, C., Alexandre, A., Berger, J.F., Thiébaud, S., Brochier, J.L. & Meunier, J.D. (2003), Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation. *Quaternary Res*, 59, 48-60.

Delhon, C., Thiébaud, S. & Berger, J.F. (2009), Environment and landscape management during the Middle Neolithic in Southern France: Evidence for agro-sylvo-pastoral systems in the Middle Rhone Valley. *Quatern Int*, 200(1-2), 50-65.

Desio, A. (1944), Il Lago Bianco e il Lago Nero del Passo Gavia (Gruppo Ortles - Cevedale). *Serie G. F. Pubblicazione N. 9*, 108-111.

Dokuchaev, V.V. (1967), *Russian Chernozem. Selected works of V.V. Dokuchaev*, Vol.1. *Israel Program for Scientific Translation*, Jerusalem.

Douglas, L.A. & Thompson, M.L. (Ed.; 1985). *Soil Micromorphology and Soil Classification*. SSSA Special Publication, 15. Madison.

Duchaufour, P. (1976), *Atlas écologique des sols du monde*. Masson, Paris.

Duchaufour, P. (1977), *Précis de pédologie*. Masson, Paris.

Duchaufour, P. (1983), *Pédologie. 1. Pédogenèse et classification*. Masson, Paris.

Duchaufour, P. (1994), *Pédologie. Sol, Vegetation, Environnement*. Masson, Paris.

Earl-Goulet, J. R., Mahaney, W. C., Sanmugadas, K., Kalm, V. & Hancock, R. G.V. (1998), Middle-Holocene timberline fluctuation: influence on the genesis of Podzols (Spodosols), Norra Storfjället Massif, northern Sweden. *The Holocene*, 8(6), 705-718.

- Egli, M., Mirabella, A. & Sartori, G. (2008), The role of climate and vegetation in weathering and clay mineral formation in late Quaternary soils of the Swiss and Italian Alps. *Geomorphology* 102, 307-324.
- Embrechts, J. & Stoops, G. (1987), Microscopic Identification and Quantitative Determination of Microstructure and Potentially Mobile Clay in a Soil Catena in a Humid Tropic Environment. In: Fedoroff, N., Bresson, L.M. & Courty M.A. (Ed.), *Soil Micromorphology*. Proceedings of VII International Working Meeting on Soil Micromorphology, pp. 157-162. *Association Française pour l'Étude du Sol*, Plaisir.
- Eppes, M.C., Bierma, R, Vinson, D. & Pazzaglia, F. (2008), A soil chronosequence study of the Reno valley, Italy: Insights into the relative role of climate versus anthropogenic forcing on hillslope processes during the mid-Holocene. *Geoderma* 147, 97-107.
- Evans, L.J. & Wilson, W.G. (1985), Extractable Fe, Al, Si and C in B horizons of podzolic and brunisolic from Ontario. *Can J Soil Sci*, 65, 489-496.
- Fang J, Lechowicz MJ. 2006. Climatic limits for the present distribution of beech (*Fagus L.*) species in the world. *Journal of Biogeography* 33: 1804–1819.
- FAO-UNESCO (1990), *Soil Map of the World. Revised Legend*. World Soil Resources Report No. 60. FAO, Rome. Reprinted as Technical Paper 20, International Soil Reference and Information Centre, Wageningen. 144 pp.
- Farrar, J.L. (1995), *Trees of the Northern United States and Canada*. Iowa State University Press, Iowa.
- Favilli, F., Cherubini, P., Collenberg, M., Egli, M., Sartori, G., Schoch, W. & Haeberli, W. (2010), Charcoal fragments of Alpine soils as an indicator of landscape evolution during the Holocene in Val di Sole (Trentino, Italy). *The Holocene*, 20(1), 67-79.
- Fedele, F. (1981), Il popolamento delle Alpi nel Paleolitico. *Le Scienze*, 27(160), 22-39.
- Fedele, F. (1990), Terminal Palaeolithic hunters within the Alps. Discoveries near the Splügen Pass, Italy. In: Moe D, Hicks S (eds), *Impact of prehistoric and medieval man on the vegetation: man at the forest limit*. *Pact*, 31, 81-85.
- Fedoroff, N. (1991), Possibility of paleopedology for paleoenvironmental reconstruction. In: *XIIIth INQUA Congress, Beijing. Special Proceedings, 14 Review Reports*, 117-120.
- Fedoroff, N., Courty, M. & Guo, Z, (2010), Palaeosoils and relict soils. In: Stoops, G., Marcelino, V. & Mees, F. (Eds.), *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Oxford, Elsevier.
- Fedoroff, N., Courty, M.A. & Thompson, M.L. (1990), Micromorphological evidence of paleoenvironmental change in Pleistocene and Holocene paleosols. In: Douglas, L.A. (Ed.), *Soil micromorphology: a basic and applied science*. Developments in soil science, vol. 19. Amsterdam: Elsevier, 653-665.
- Ferraro, F., Terhorst, B., Ottner, F. & Cremaschi, M. (2004), Val Sorda: an upper Pleistocene loess-paleosol sequence in northeastern Italy. *Rev Mex Cienc Geol*, 21(1), 30-47.

- Figueiral, I. & Mosbrugger, V. (2000), A review of charcoal analysis as a tool for assessing Quaternary and Tertiary environments: achievements and limits. *Palaeogeogr Palaeoclimatol*, 164, 397-407.
- Finsinger, W. & Tinner, W. (2007), Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2135 m a.s.l.): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. *The Holocene*, 17(8), 1119-1127.
- Filippi, M.L., Heiri, O., Arpentini, E., Angeli, N., Bortolotti, M., Lotter, A.F. & Van der Borg, K. (2005), Studio paleolimnologico del Lago Nero di Cornisello (Parco Naturale Adamello-Brenta, Trentino). *Studi Trent Sci Nat, Acta Geol*, 82, 261-278.
- Filippi, N. & Sbarbati, L. (1994), *Note illustrative e legenda della Carta dei Suoli dell'Emilia Romagna*. Firenze S. EL. CA.
- Foi, M., Frigerio, S., Sterlacchini, S. & Trombino, L. (2007), ArcProfili: applicazione mobile - GIS relazionale per il rilievo geopedologico. *Seconda Riunione Nazionale del Gruppo GIT* (Geology and Information Technology), Bevagna (PG). Abstract Book.
- Finsinger, W. & Tinner, W. (2007), Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2135 m a.s.l.): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. *The Holocene*, 17(8), 1119-1127.
- Furrer, G. (1991), *25000 Jahre Gletschergeschichte*. Naturforschende Gesellschaft in Zürich, Zürich.
- Gale, S.J. & Hoare, P.G. (1991), *Quaternary Sediments*. Belhaven Press, London.
- Giasi, C.I. (1994), L'influenza della vegetazione sulla stabilità dei pendii. *Geologia romana*, 30, 145-150.
- Giordano, A. (1999). *Pedologia*. Edizioni UTET, Torino.
- Gobet, E., Tinner, W., Bigler, C., Hochuli, P.A. & Ammann B. (2005), Early-Holocene afforestation processes in the lower subalpine belt of the Central Swiss Alps as inferred from macrofossil and pollen records. *The Holocene*, 15(5), 672-686.
- Gobet, E., Tinner, W., Hochuli, P.A., van Leeuwen, J.F.N. & Ammann, B. (2003), Middle to Late Holocene vegetation history of the Upper Engadine (Swiss Alps): the role of man and fire. *Veget Hist Archaeobot*, 12, 143-163.
- Gobet, E., Tinner, W., Hubschmid, P., Jansen, I., Wehrli, M., Ammann, B. & Wick, L. (2000), Influence of human impact and bedrock differences on the vegetational history of the Insubrian Southern Alps. *Veget Hist Archaeobot*, 9, 175-187.
- Goldberg, P. & Berna, F. (2010), Micromorphology and context. *Quatern Int*, 214, 56-62.
- Grace, J., Berninger, F. & Nagy, Y. (2002), Impacts of climate change on the tree line. *Ann Bot-Lon*, 90, 537-544.
- Greguss, P. (1955), *Identification of Living Gymnosperms on the Basis of Xylotomy*. Akadémiai Kiadó, Budapest.

- Greguss, P. (1959), *Holzanatomie der Europäischen Laubhölzer und Sträucher*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Gruber, A., Baumgartner, D., Zimmermann, J. & Oberhuber, W. (2009), Temporal dynamic of wood formation in *Pinus cembra* along the alpine treeline ecotone and the effect of climate variables. *Trees - Struct Funct*, 23, 623-635.
- Guglielmin, M., con contributi di Notarpietro, A. (1997), Il Permafrost Alpino. Concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificative in Alta Valtellina). *Quaderni di Geodinamica alpina e Quaternaria*, CNR, 5, 117.
- Guglielmin, M. (2003), Observation on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change. *Global Planet Change*, 40, 159-167.
- Gutsell, S.L. & Johnson, E.A. (2002), Accurately ageing trees and examining their height-growth rates: implications for interpreting forest dynamics. *J Ecol*, 90, 153-166.
- Hallé, F. (2004), *Architectures des plantes*. JPC Editions.
- Hallé, F. & Oldeman, R.A.A. (1970), *Essai sur l'architecture et la dynamique de croissance des arbres tropicaux*. Masson et Cie, Paris.
- Hallé F., Oldeman R.A.A & Tomlinson P.B. (1978), *Tropical trees and forests. An architectural analysis*, Springer, Berlin.
- Harsch, M.A. & Bader, M.Y. (2011), Treeline form – a potential key to understanding treeline dynamics. *Global Ecol Biogeogr*, 20, 582-596.
- Harsch, M.A., Hulme, P.E., McGlone, M.S. & Duncan, R.P. (2009), Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecol Lett*, 12, 1040-1049.
- Haas, J.N., Richoz, I., Tinner, W. & Wick, L. (1998), Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the alps. *The Holocene*, 8(3), 301-309.
- Haber, J. G. (2000), *The identification of the northern european wood; a guide for archaeologists and conservators*. Archetype Publications, London.
- Hättenschwiler, S. & Smith, W.K. (1999), Seedling occurrence in alpine treeline conifers: a case study from the central Rocky Mountains, USA. *Acta Oecol*, 20(3), 219-224.
- Heinrich, I. & Gärtner H. (2008), Variation in tension wood of two broad-leaved tree species in response to different mechanical treatments: implications for dendrochronology and mass movement studies. *Int J Plant Sci*, 169(7), 928-936.
- Heiri, C., Bugmann, H., Tinner, W., Heiri, O. & Lischke, H. (2006), A model-based reconstruction of Holocene treeline dynamics in the Central Swiss Alps. *J Ecol*, 94, 206-216.

- Heiri, O., Filippi, M.L. & Lotter, A.F. (2007), Lateglacial summer temperature in the Trentino area (Northern Italy) as reconstructed by fossil chironomid assemblages in Lago di Lavarone (1100 m a.s.l.). *Studi Trent Sci Nat, Acta Geol*, 82, 299-308.
- Heiri, O., Lotter, A.F., Hausmann, S. & Kienast, F. (2003), A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene*, 13, 477-484.
- Heiri, O. & Millet, L. (2005), Reconstruction of Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (Jura, France). *J Quaternary Sci*, 20(1), 33-44.
- Holtmeier, F.K. (2003), *Mountain Timberlines: Ecology, Patchiness, and Dynamics. Advanced global change resource, Kluwer Academic Publisher*.
- Holtmeier, F.K & Broll, G. (2005), Sensitivity and response of northern hemisphere altitudinal and polar treelines to environmental change at landscape and local scales. *Global Ecol Biogeogr*, 14, 395-410.
- Holtmeier, F.K & Broll, G. (2007), Treeline advance –driving processes and adverse factors. *Landscape Online* 1, 1-33.
- Holzhauser, H., Magny, M. & Zumbühl, H.J. (2005), Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, 15(6), 789-801.
- Hurka, K. (2005), *Beetles of the Czech and Slovak Republics. Nakladatelstvi, Kabourek, Zlin*.
- Ilyashuk, B., Gobet, E., Heiri, O., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Ilyashuk, E., Oberli, F. & Ammann, B. (2009), Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja Pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. *Quaternary Sci Rev*, 28, 1340-1353.
- Jacquot, C. (1955), *Atlas d'anatomie des bois des conifères. Centre technique du bois, Paris*.
- Jacquot, C., Trenard, Y. & Dirol, D. (1973), *Atlas d'anatomie des bois des Angiospermes (essences feuillues). Centre technique du bois, Paris*.
- Jansen, B., Nierop, K.G.J., Verstraten, J.M., (2003), Mobility of Fe(II), Fe(III) and Al in acidic forest soils mediated by dissolved organic matter: influence of solution pH and metal/organic carbon ratios. *Geoderma*, 113, 323-340.
- Jensen, C., Kuiper, J.G.J. & Vorren, K.D. (2002), First post-glacial establishment of forest trees: early Holocene vegetation, mollusc settlement and climate dynamics in central Troms, North Norway. *Boreas*, 31, 285-301.
- Jenny, H. (1941), *Factors of Soil Formation. McGraw-Hill, New York*.
- Joerin, U.E., Nicolussi, K., Fischer, A., Stocker, T.F. & Schlüchter, C. (2008), Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Sci Rev*, 27, 337-350.

- Joerin, U. E., Stocker, T. F. & Schlüchter, C. (2006), Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Olocene. *The Holocene*, 16(5), 697-704.
- Jungerius, P.D. (1969), Soil evidence of postglacial tree line fluctuations in the Cypress Hills area, Alberta, Canada. *Arctic Alpine Res*, 1(4), 235-46.
- Kemp, R.A. (1998), Role of micromorphology in paleopedological research, *Quatern Int*, 51-52, 133-141.
- Kemp, R.A. (1999) Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change. *Catena*, 35, 179-196.
- Kharuk, V.I., Ranson, K.J., Im, S.T. and Vdovin, A.S. (2010), Spatial distribution and temporal dynamics of high-elevation forest stands in southern Siberia. *Global Ecol Biogeogr*, 19, 822-830.
- Klein, C. (2004), *Mineralogia. Zanichelli*, Bologna.
- Koch, J. (2009,) Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology - Some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. *Quater Geochronol*, 4, 130-139.
- Khokhlova, O.S., Kovalevskaya, I.S. & Oleynik, S.A. (2001), Records of climatic changes in the carbonate profiles of russian chernozems. *Catena*, 43, 203-215.
- Kooijman, A.M., Jongejans, J. & Sevink, J. (2005), Parent material effects on mediterranean woodland ecosystems in NE Spain. *Catena*, 59(1), 55-68.
- Körner, C. (1998), A re-assessment of high elevation treeline positions and their explanation. *Oecologia*, 115, 445-459.
- Körner, C. (2008), Winter crop growth at low temperature may hold the answer for alpine treeline formation. *Plant Ecol Diver*, 1(1), 3-11.
- Körner, C. & Hoch G. (2006), A test of treeline theory on a montane permafrost island. *Arct Antarct Alp Res*, 38(1), 113-119.
- Körner, C. & Paulsen, J. (2004), A world-wide study of high altitude treeline temperatures. *J Biogeogr*, 31, 713-732.
- Kovda, I. & Mermut, A.R. (2010), Vertic features. In: Stoops, G., Marcelino, V. & Mees, F. (Eds.), *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Oxford, Elsevier.
- Kubiëna, W.L. (1953), *Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas*. F. Enke Verlag, Stuttgart.
- Kubiëna, W. (1971), *Discussion*, in: Yaalon, D.H. (Ed.), *Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols*, ISSS/Israel University Press, Jerusalem.
- Kühn, P. (2003), Micromorphology and Late Glacial/Holocene genesis of luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany). *Catena*, 54, 537-555.

- Laberge, M.J., Payette, S. & Pitre, N. (2001), Development of stunted black spruce (*Picea mariana*) clones in the subarctic environment: a dendro-architectural analysis. *Ecoscience* 8, 489-498.
- Lang, A. (2003), Phases of soil erosion-caused colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena*, 51, 209-221.
- Lindbo, D.L., Stolt, M.H. & Vepraskas, M.J. (2010), Redoximorphic features. In: Stoops, G., Marcelino, V. & Mees, F. (Eds.), *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Oxford, Elsevier.
- Lloyd, A.H., Wilson, A.E., Fastie, C.L. & Landis, R.M. (2005), Population dynamics of black spruce and white spruce near the arctic tree line in the southern Brooks Range, Alaska. *Can J Forest Res*, 35, 2073-2081.
- Losacco, U. (1949), La glaciazione quaternaria dell'Appennino Settentrionale. *Rivista Geografica Italiana*, 56(2), 90-152.
- Lotter, A.F. & Birks, H.J.B. (2003), Holocene sediments of Sägistalsee, a small lake at the present-day tree-line in the Swiss Alps. *J Paleolimnol*, 30, 253-260.
- Lotter, A.F., Heiri, O., Hofmann, W., van der Knaap, W.O., van Leeuwen, J.F.N. Walker, J.R. & Wick, L. (2006), Holocene timber-line dynamics at Bachalpsee, a lake at 2265 m a.s.l. in the northern Swiss Alps. *Veget Hist Archaeobot*, 15, 295-307.
- Lowe, J.J., Davite, C., Moreno, D. & Maggi, R. (1994), Holocene pollen stratigraphy and human interference in the woodlands of the Northern Apennines, Italy. *The Holocene* 4(2), 153-164.
- Lundström, U.S., van Breemen, N. & Bain, D. (2000), The podzolization process, A review. *Geoderma*, 94, 91-107.
- Magliulo, P., Terribile, F., Colombo, C. & Russo, F. (2006), A pedostratigraphic marker in the geomorphological evolution of the Campanian Apennines (southern Italy): the paleosol of Eboli. *Quatern Int*, 156, 97-117.
- Magny, M., Galop, D., Bellintani, P., Desmet, M., Didier, J., Haas, J.N., Martinelli, N., Pedrotti, A., Scandolari, R., Stock, A. & Vannièrè, B. (2009), Late-Holocene climatic variability south of the Alps as recorded by lake-level fluctuations at Lake Ledro, Trentino, Italy. *The Holocene*, 19(4), 575-589.
- Mahaney, W.C. (1981), Paleoclimate reconstruction from paleosols: evidence from the Rocky Mountains and East Africa. In Mahaney, W.C. (Ed), *Quaternary Paleoclimate*, Norwich, UK: *Geoabstracts*, 227-47.
- Mahaney, W.C., Earl, J., Kalm, V. & Julig, P.J. (1995), Geocology of the Norra Storfjället area, northern Sweden. *Mt Res Dev*, 15(2), 165-74.
- Marchetti, M. (2002), Environmental changes in the central Po Plain (northern Italy) due to fluvial modifications and anthropogenic activities. *Geomorphology*, 44, 361-373.

- Martin, S., Montresor, L., Mair, V., Pellegrini, G.B., Avanzini, M., Fellin, G., Gambillara, R., Tumiatei, S., Santuliana, E., Monopoli, B., Gaspari, D., Sapigni, M. & Surian, N. (in prep.), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, Foglio 025 Rabbi. Servizio Geologico D'Italia, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.*
- Mariani, G. (2010), *Approccio micromorfologico alla caratterizzazione dei paleosuoli nell'Alto Appennino Reggiano.* Tesi di Laurea Magistrale in Analisi e Gestione degli Ambienti Naturali, *Università degli Studi di Milano.*
- Mayer, H. (1974), *Wälder der Ostalpenraumes.* Gustav Fischer, Jena.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlé, W., Kirk A. Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. & Steig, E.J. (2004), Holocene climate variability. *Quaternary Res*, 62, 243-255.
- McCarthy, D.P., Luckman, B.H. & Kelly, P.E. (1991), Sampling height-age error correction for spruce seedlings in glacial forefields, Canadian Cordillera. *Arct Alp Res*, 23, 451-455.
- McDonald, G.M. & Ritchie, J.C. (1986), Modern pollen spectra from the western interior of Canada and the interpretation of Late Quaternary vegetation development. *New Phytol*, 103, 245-268.
- McKeague, J.A. (1967), An evaluation of 0.1 M pyrophosphate and pyrophosphate-dithionite in comparison with oxalate as extractants of the accumulation products in podzol and some other soils. *Can J Soil Sci*, 47, 95-99.
- McKeague, J.A., DeConinck, F. & Franzmeier, D.P. (1983), Spodosols. In: Wilding, L.P., Smeck, N.E. & Hall, G.F. (eds), *Pedogenesis and Soil Taxonomy: II, The Soil Orders.* Elsevier, Amsterdam, pp. 217-252.
- McRae, S.G. (1991), *Pedologia pratica - Come studiare i suoli sul campo, Zanichelli Editore S.p.A., Bologna.*
- Mees, F. (2003), Salt mineral distribution patterns in soils of the Otjomongwa pan, Namibia. *Catena*, 54, 425-437.
- Mehra, O.P. & Jackson, M.L. (1960), Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: Swineford, Ads (ed.), *Clays and Clay Minerals, Proceedings of the Seventh National Conference on Clays and Clay Minerals*, Washington, DC, 1958, Pergamon Press, New York.
- Melkerud, P.A., Bain, D.C., Jongmans, A.G. & Tarvainen, T. (2000), Chemical, mineralogical and morphological characterization of three podzols developed on glacial deposits in Northern Europe. *Geoderma*, 94(2-4), 125-148.
- Mitchell, E. A.D., van der Knaap, W. O., van Leeuwen, J. F.N., Buttler, A., Warner, B. G. & Gobat, J.-M. (2001), The palaeoecological history of the Praz-Rodet bog (Swiss Jura) based on pollen, plant macrofossils and testate amoebae (Protozoa). *The Holocene*, 11, 65-80.

- Ministero per le Politiche Agricole (1999), Approvazione dei "Metodi ufficiali di analisi chimica del suolo", Decreto Ministeriale del 13/09/1999, Gazz. Uff. Suppl. Ordin. n° 248 del 21/10/1999.
- Moe, D., Fedele, F.G., Maude, A.E. & Kvamme, M. (2007), Vegetational changes and human presence in the low-alpine and subalpine zone in Val Febbraro, upper Valle di Spluga (Italian central Alps), from the Neolithic to the Roman period. *Veget Hist Archaeobot*, 16, 431-451.
- Mokma, D.L. & Buurman, P. (1982), *Podzol and podzolization in temperate regions. ISM monograph 1*, International Soil Museum, Wageningen, pp 126.
- Montrasio, A., Berra, F., Ceriani, M., Deichmann, N., Gregnanin, A., Guerra, S., Guglielmin, M., Jadoul, F., Longhin, M., Mair, V., Mazzoccola, D., Sciesa, E. & Zappone, A. (in prep.), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 024 Bormio. Servizio Geologico D'Italia, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.*
- Morrison, R.B. (1967), *Principles of Quaternary Soil Stratigraphy*. In: Morrison R.B. & Wright H.E. (eds.), *Quaternary Soils*. Proc. V. 9 of VII INQUA Congress 1965, pp. 1-69.
- Motta, R. & Nola, P. (2001), Growth trends and dynamics in subalpine forest stands in the Varaita valley (Piedmont, Italy) and their relationship with human activity and global change. *J Veg Sci*, 12, 219-230.
- Mougin, E., Lopes, A., Karam, M.A. & Fung, A.K. (1993), Effect of Tree Structure on X-Band Microwave Signature of Conifers, *IEEE T Geosci Remote*, 31(3), 655-667.
- Mourier, B., Poulencard, J., Chauvel, C., Faivre, P. & Carcaillet, C. (2008), Distinguishing subalpine soil types using extractible Al and Fe fractions and REE geochemistry. *Geoderma*, 145, 107-120.
- Mücher, H., Sevink, J., Bergkamp, G. & Jongejans, J. (1990), A pedological and micromorphological study on Mediterranean loessial deposits near Gerona, NE-Spain. *Quatern Int*, 5, 9-22.
- Muggler, C.C. & Buurman, P. (2000), Erosion, sedimentation and pedogenesis in a polygenetic oxisol sequence in Minas Gerais, Brazil. *Catena*, 41(1-3), 3-17.
- Muhs, D.R. & Bettis, E.A., III (2003), Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. In: Chan, M.A., Archer, A.W., eds. *Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper*, 370, 53-74.
- Mulyanto, B. & Stoops, G. (2003), Mineral neoformation in pore spaces during alteration and weathering of andesitic rocks in humid tropical Indonesia. *Catena*, 54, 385-391.
- Munsell® Color, 1994. *Munsell Soil Color Charts*, Revised edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation, New Windsor, NY.
- Murphy, C.P. (1986), *Thin Section Preparation of Soils and Sediments*. AB Academic Publisher, Berkhamsted.

- Mutke, S., Sievänen, R., Nikinmaa, E., Perttunen, J. & Gil, L. (2005), Crown architecture of grafted stone pine (*Pinus pinea* L.): shoot growth and bud differentiation. *Trees - Struct Funct*, 19, 15-25.
- Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., van der Plicht, J. & Thurner, A. (2005), Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Veget Hist Archaeobot*, 14, 221-234.
- Nicosia, C., Trombino, L. & Stoops, G. (2010), Traduzione italiana della terminologia presente in "Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections" (Stoops, 2003), *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 23(1), 15-20.
- Nola, P. (1994), A dendroecological study of larch at timberline in the central Italian Alps. *Dendrochronologia*, 12, 77-92.
- Oerlemans, J. (2005), Extracting a climate signal from 169 Glacier records. *Science*, 308, 675-677.
- Osella, G. (1988), *Ricerche faunistico-ecologiche sui Curculionidi (Coleotteri) di alcuni ambienti della val di Fiemme e delle Pale di San Martino. Studi Trentini di Scienze Naturali*, 64, 395-429.
- Orombelli, G. & Porter, S.C. (1982), Late Holocene fluctuations of Brenva Glacier. *Geogr Fis Din Quat*, 5, 14-37.
- Ozenda, P. (1985), *La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen. Masson*, Paris.
- Pache, G., Michalet, R. & Aimé, S. (1996), A seasonal application of the Gams (1932) method, modified Michalet (1991), The example of the distribution of some important forest species in the Alps. *Diss Bot*, 258, 31-54.
- Panizza, M., Bettelli, G., Bollettinari, G., Carton, A., Castaldini, D., Pacente, S., Bernini, M., Clerici, A., Tellini, C., Vittorini, S., Canuti, P., Moisello, U., Tenti, G., Dramis, F., Gentili, B., Pambianchi, G., Bidini, D., Lulli, L., Rodolfi, G., Busoni, E., Ferrari, G., Cremaschi, M., Marchesini, A., Accorsi, C.A., Mazzanti, M., Francavilla, F., Marchetti, G., Vercesi, P.L., Di Gregorio, F. & Marini, A. (Gruppo Ricerca Geomorfologia CNR) (1982), Geomorfologia del territorio di Febbio tra il M.Cusna e il F.Secchia (Appennino Emiliano). *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 5, 285-360.
- Parfitt, R.L. & Childs, C.W. (1988), Estimation of forms of Fe and Al - a review, and analysis of contrasting soils by dissolution and Mossbauer methods. *Aust J Soil Res*, 26, 121-44.
- Paulsen, J., Weber, U.M. & Körner, C. (2000), Tree growth near treeline: Abrupt or gradual reduction with altitude? *Arct Antarct Alp Res*, 32(1), 14-20.
- Payette, S., Delwaide, A., Morneau, C. & Lavoie, C. (1996), Patterns of tree stem decline along a snow-drift gradient at treeline: a case study using stem analysis. *Can J Bot*, 74, 1671-1683.
- Pereg, D. & Payette, S. (1998), Development of black spruce growth forms at treeline. *Plant Ecol*, 138, 137-147.

- Persicani, D. (1989), *Elementi di scienza del suolo*, Casa Editrice Ambrosiana, Milano.
- Peters, V.S., Macdonald, S.E. & Dale, M.R.T. (2002), Aging discrepancies of white spruce affect the interpretation of static age structure in boreal mixedwoods. *Can J For Res*, 32, 1496-1501.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Benders, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999), Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Pezzi, G., Ferrari, C. & Corazza, M. (2008), The altitudinal limit of beech woods in the Northern Apennines (Italy). Its spatial patterns and some thermal inferences. *Folia Geobot*, 43, 443-459.
- Pignatti, S. (1995), *Ecologia vegetale*. UTET, Torino.
- Pignatti, S. (1997), *Flora d'Italia. Edagricole* Bologna.
- Pini, R. (2002), A high-resolution Late-Glacial - Holocene pollen diagram from Pian di Gembro (Central Alps, Northern Italy). *Veget Hist archaeobot*, 11, 251-262.
- Pini, R., Ravazzi, C. & Donegana, M. (2009), Pollen stratigraphy, vegetation and climate history of the last 215 ka in the Azzano Decimo core (plain of Friuli, north-eastern Italy). *Quaternary Sci Rev*, 28(13-14), 1268-1290.
- Pini, R., Ravazzi, C. & Reimer, P.J. (2010), The vegetation and climate history of the last glacial cycle in a new pollen record from Lake Fimon (southern Alpine foreland, N-Italy). *Quaternary Sci Rev*, 29(23-24), 3115-3137.
- Poli, G. (1999), *Geositi. Testimoni del tempo*. Pendragon, Bologna.
- Ponel, P., Court-Picon, M., Badura, M., Guiter, F., De Beaulieu, J.L., Andrieu-Ponel, V., Djamali, M., Leydet, M., Ganduin, E. & Buttler, A. (2011), Holocene history of Lac des Lauzons (2180 m a.s.l.), reconstructed from multiproxy analyses of Coleoptera, plant macroremains and pollen (Hautes-Alpes, France). *The Holocene*, 21(4), 565-582.
- Porter, S.C. & Orombelli, G. (1985), Glacier contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps: evidence and implications. *Geology*, 13, 296-298.
- Ravazzi, C. & Aceti, A. (2004), The timberline and treeline ecocline altitude during the Holocene Climatic Optimum in the Italian Alps and the Apennines In: Margottini, C., & Vai, G.B. (Eds.), *Climex Maps Italy - explanatory notes*. Bologna, Italy. *Società Geologica Italiana*, 21-22.
- Ravazzi, C., Peresani, M., Pini, R. & Vescovi, E. (2007), Il Tardoglaciale nelle Alpi italiane e in Pianura padana. Evoluzione stratigrafica, storia della vegetazione e del popolamento antropico. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 20(2), 163-184.
- Ravazzi, C. & Strick, M.R. (1995) Vegetation change in a climatic cycle of Early Pleistocene age in the Lefte Basin (Northern Italy). *Palaeogeogr Palaeocl*, 117(1-2), 105-122.

- Redondi A. (2009), *La vegetazione attuale al limite degli alberi nel Parco dell'Appennino Tosco-Emiliano e confronti con le evidenze paleobotaniche*. Tesi di Laurea Triennale in Scienze Naturali, *Università degli Studi di Milano*.
- Rellini, I., Trombino, L., Firpo, M. & Rossi, P.M. (2009), Extending westward the loess basin between the Alps and the Mediterranean region: micromorphological and mineralogical evidences from the slope of the Ligurian Alps (Northern Italy). *Geogr Fis Din Quat*, 32, 103-116.
- Reisigl, H. & Keller R. (1990), *Fiori e ambienti delle Alpi*. *Arti Grafiche Saturnia*, Trento.
- Reisigl, H. & Keller R. (1995), *Guida al bosco di montagna - alberi, arbusti e vegetazione del sottobosco*. *Zanichelli*, Bologna.
- Retallack, G.J. (2005), Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology*, 33, 333-336.
- Ringberg, B. & Erlström, M. (1999), Micromorphology and petrography of Late Weichselian glaciolacustrine varves in southeastern Sweden. *Catena*, 35, 147-177.
- Rivas-Martinez, S. (2004), *Global bioclimatics* (Clasificación Bioclimática de la Tierra). <http://www.globalbioclimatics.org>.
- Robinson, D.F. (1996), A symbolic framework for the description of tree architecture models. *Bot J Linn Soc*, 121, 243-261
- Robinson, D.F. (2000), Three gradients in the architecture of trees. *Ann For Sci*, 57, 439-444.
- Rossetti, R. (1988), Condizioni termopluviometriche del versante padano della fascia appenninica tra la valle del torrente Scrivia e quella del torrente Reno. In: Carton, A. & Panizza, M. (Eds.), *Il paesaggio fisico dell'alto Appennino Emiliano*. Bologna, *Grafis*, pp 19-24.
- Rossi, G. (1989), Dénéigement, temperature et répartition de la végétation dans le cirque glaciale du Mont Prado (Apennin septentrional, Italie). Première contribution. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 2, 271-275.
- Rossi, S., Deslauriers, A., Anfodillo, T. & Carraro, V. (2007), Evidence of threshold temperatures for xylogenesis in conifers at high altitudes. *Oecologia*, 152.1-12.
- Ruellan A. (1971), *L'Historie de Sol, quelques problèmes de définition et d'interprétation*. Cahier O.R.S.T.O.M., Série *Pedologie*, IX(3), 335-344.
- Sageidet, B.M. (2009), Late Holocene land use at Orstad, Jæren, southwestern Norway, evidence from pollen analysis and soil micromorphology. *Catena*, 78(3), 198-217
- Sanesi, G. (1977), *Guida alla descrizione del suolo*. *C.N.R. Progetto finalizzato alla Conservazione del suolo*.

- Sanesi, G. (2000), *Elementi di pedologia - I suoli, loro proprietà, gestione e relazioni con l'ambiente, Edagricole, Edizioni Agricole Calderini s.r.l., Bologna.*
- Sauer, D., Sponagel, H., Sommer, M., Giani, L., Jahn, R. & Stahr, K. (2007), Podzol: Soil of the Year 2007. A review on its genesis, occurrence, and functions. *J Plant Nutr Soil Sci*, 170(5), 581-597.
- Scarciglia, F., Terribile, F. & Colombo, C. (2003), Micromorphological evidence of paleoenvironmental changes in Northern Cilento (South Italy) during the Late Quaternary. *Catena*, 54(3), 515-536.
- Schaetzl, R.J. & Mokma, D.L. (1988), A numerical index of podzol and podzolic soil development. *Phys Geogr*, 9, 232-246.
- Schweingruber, F.H. (1982), *Mikroskopische Holz Anatomie. Anatomie microscopique du bois. Microscopic wood anatomy. F.Flück-Wirth, Internationale Buchhandlung für Botanik und Naturwissenschaften, CH-9053 Teufen AR.*
- Schweingruber, F.H. (1990), *Anatomy of European woods. Swiss Federal Institute for Forest Snow and Landscape Research. Haupt.*
- Schwertmann, U. (1964), Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat Lösung. *Z Pflanz Bodenkunde*, 105(3), 194-202.
- Schwertmann, U., 1973. Use of oxalate for Fe extraction from soils. *Can J Soil Sci*, 53, 244-246.
- Sequi, P. (2006), *Fondamenti di Chimica del Suolo. Patron, Bologna.*
- Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna (2007a), *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo*, scala 1:10 000. Sezione 235050: Ligonchio. Bologna, SGSS.
- Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna (2007b), *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo*, scala 1:10 000. Sezione 235090: Monte Cusna. Bologna, SGSS.
- Siegenthaler, U., Stocker, T.F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V. & Jouzel, J. (2005), Stable carbon cycle-climate relationship during the Late Pleistocene. *Science*, 310, 1313-1317.
- Sigman, D.M. & Boyle, E.A. (2000), Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 407, 859-869.
- Sjögersten, S., Allewell, C., Cécillon, L., Hagedorn, F., Jandl, R., Leifeld, J., Martinsen, V., Schindlbacher, A., Sebastià, M.T. & van Mieghroet, H. (2011), Mountain soils in a changing climate - vulnerability of carbon stocks and ecosystem feedbacks. In: Jandl, R., Rodeghiero, M. & Olsson, M. (eds), *Soil Carbon in Sensitive European Ecosystems. John Wiley & Sons.*
- Soil Survey Staff (1975), *Soil taxonomy (a basic system of soils survey). Handbook n. 436. Washington, USDA.*

Soil Survey Staff (1999), *Soil Taxonomy*. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Second Edition. *USDA-Natural Resources Conservation Service*, Washington, DC.

Soil Survey Staff (2010), *Keys to Soil Taxonomy*. 11th ed. *USDA-Natural Resources Conservation Service*, Washington, DC.

Srivastava, P., Rajak, M.K., Sinha, R., Pal, D.K. & Bhattacharyya, T. (2010), A high-resolution micromorphological record of the late Quaternary paleosols from Ganga–Yamuna interfluvium: stratigraphic and paleoclimatic implications. *Quatern Int*, 227(2), 127-142.

Stoops, G. (1989), Relict properties in soils of humid tropical regions with special reference to Central Africa. In: Bronger, A. & Catt, J.A. (Eds.), *Paleopedology, nature and application of paleosols*. *Catena Supplement*, 16, 95-106.

Stoops, G. (2003) *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. *Soil Science Society of America, Inc.*, Madison, Wisconsin, USA.

Stoops, G., Marcelino, V. & Mees, F. (Eds., 2010), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. *Elsevier*, Oxford.

Stöhr, D. (2007), Soils - Heterogeneous at a Microscale. In: G. Wieser & M. Tausz (Eds.), *Trees at their Upper Limit*. *Springer*, 37-56.

Talon, B. (1997a), Etude anatomique et comparative de charbons de bois de *Larix decidua* Mill. et de *Picea abies* (L.) Karst. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (Life Science)* 320, 581–88.

Talon, B. (1997b), *Evolution des zones supra-forestières des Alpes sud-occidentales françaises au cours de l'Holocène: analyse pédoanthracologique*. Tesi di Dottorato, *Université d'Aix-Marseille III*, Marseille.

Talon, B. (2010), Reconstruction of Holocene high-altitude vegetation cover in the French southern Alps: evidence from soil charcoal. *The Holocene*, 20(1), 35-44.

Talon, B., Carcaillet, C. & Thimon, M. (1998), Études pédoanthracologiques des variations de la limite supérieure des arbres au cours de l'Holocène dans les Alpes françaises. *Géogr phys Quatern*, 52(2), 195-208.

Talon, B., Payette, S., Filion, L. & Delwaide, A. (2005), Reconstruction of the long-term fire history of an old-growth deciduous forest in Southern Québec, Canada, from charred wood in mineral soils. *Quaternary Res*, 64, 36-43.

Taylor, J.R. (1982), *An introduction to error analysis. The study of uncertainties in physical measurements*. *University Science Books*, Sausalito.

Theurillat, J.P. & Guisan, A. (2001), Potential impact of climate change on vegetation in the European Alps: a review. *Climatic Change*, 50, 77-109.

- Theurillat, J.P. & Schlüssel, A. (2000), Phenology and distribution strategy of key plant species within the subalpine-alpine ecocline in the Valasian Alps (Switzerland). *Phytocoenologia*, 30(3-4), 439-456.
- Thinon, M. (1978), La pédoanthracologie : une nouvelle méthode d'analyse phytochronologique depuis le néolithique. *CR Acad Sc Paris*, 287, série D, 1203-1206.
- Thinon, M. (1992), *L'analyse pédoanthracologique: aspect méthodologique et applications*. Tesi di Dottorato, *Université d'Aix-Marseille III*, Marseille.
- Tinner, W., Ammann, B. & Germann, P. (1996), Treeline fluctuations recorded for 12,500 years by soil profiles, pollen, and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. *Arctic Alpine Res*, 28, 131-147.
- Tinner, W. & Kaltenrieder, P. (2005), Rapid responses of high-mountain vegetation to early Holocene environmental changes in the Swiss Alps. *J Ecol*, 93(5), 936-947.
- Tinner, W. & Theurillat, J.-P. (2003), Uppermost limit, extent, and fluctuations of the timberline and treeline ecocline in the Swiss Central Alps during the past 11 500 Years. *Arct Antarct Alp Res*, 35, 158-169.
- Tinner, W. & Vescovi, E. (2005), Ecologia e oscillazioni del limite degli alberi nelle Alpi dal Pleniglaciale al presente. *Studi Trent Sci Nat, Acta Geol*, 82, 7-15.
- Tobolski, K. & Ammann, B. (2000), Macrofossils as records of plant responses to rapid Late, Glacial climatic changes at three sites in the Swiss Alps. *Palaeogeogr Palaeocl*, 159, 251-259.
- Tomaselli, M. (1994), The vegetation of summit rock faces, talus slopes and grasslands in the northern Apennines (N Italy). *Fitosociologia*, 26, 35-50.
- Tomaselli M. (Ed., 1997), *Guida alla vegetazione dell'EmiliaRomagna*. *Collana Annali Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali*, Università di Parma.
- Tomaselli, M., Manzini, M.L. & Del Prete, C. (1994), Vegetation map of the Regional Park of the Modena High Apennines (N Italy). *Fisotociologia*, 26, 165-169.
- Touflan, P., Talon, B. & Walsh, K. (2010), Soil charcoal analysis: a reliable tool for spatially precise studies of past forest dynamics: a case study in the French southern Alps, *The Holocene*, 20, 45-52.
- Tripp, J.A., Higham, T.F.G. & Hedges, R.E.M. (2004), A pretreatment procedure for the AMS radiocarbon dating of sub-fossil insect remains. *Radiocarbon* 46(1), 147-154.
- Tranquillini, W. (1979), *Physiological ecology of the alpine timberline*. Springer, Berlin Heidelberg.
- Trombino, L. (1998), *Il suolo come memoria storica dei mutamenti paleoambientali: genesi e significato paleoclimatico delle terre rosse plio-pleistoceniche*. Tesi di dottorato in scienze naturalistiche e ambientali. *Università degli studi di Milano*, Dipartimento di scienze della terra, Sezione geologia e paleontologia, Milano.
- Trombino, L. (2007), Micromorphological Reconstruction of the Archaeological Land Use and Palaeoenvironment of Tell Mishrifeh: evidence from the Sinkhole South of the Site. In: Morandi Bonacossi, D.

(Ed.), *Urban and Natural Landscapes of an Ancient Syrian Capital. Settlement and Environment at Tell Mishrifeh/Qatna and in Central-Western Syria*. Proceedings of the International Conference held in Udine, 9-11 December 2004. *Studi Archeologici su Qatna* 1, 115-122. Forum Editrice. Udine.

Tsai, C.C., Tsai, H., Hseu, Z.Y. & Chen, Z.S. (2007), Soil genesis along a chronosequence on marine terraces in eastern Taiwan. *Catena*, 71(3), 394-405.

Unterrichter, M. (1986), Il Cirmolo. Note ecologiche, vivaistiche e selvicolturali. *Arborea*, 7, 1-114.

Urbinati, C. & Carrer, M. (1997), Ricerche dendroecologiche sui dinamismi spazio-temporali in larici-cembreti di timberline nelle Dolomiti orientali. Dendroecologia: una scienza per l'ambiente fra passato e presente, Atti del XXXIV Corso di Cultura in Ecologia, San Vito di Cadore 1-5 settembre, 169-185.

Van Vliet-Lanoë, B. (1987), Dynamique périglaciaire actuelle et passée: apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 24(3), 113-132.

Van Vliet-Lanoë, B. (1998), Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *Catena*, 34, 157-183.

Van Vliet-Lanoë, B. (2010), Frost action. In: Stoops, G., Marcelino, V. & Mees, F. (Eds), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Oxford.

Vernet, J.L. et al. (2001), *Guide d'identification des charbons de bois préhistoriques et récents. Sudouest de l'Europe*: France, Péninsule ibérique et îles Canaries. CNRS Editions, Paris.

Vescovi, E., Amman, B., Ravazzi, C. & Tinner, W. (2010a), A new Late-glacial and Holocene record of vegetation and fire history from Lago del Greppo, northern Apennines, Italy. *Veget Hist Archaeobot*, 19, 219-233.

Vescovi, E., Kaltenrieder, P. & Tinner, W. (2010b), Late-Glacial and Holocene vegetation history of Pavullo nel Frignano (Northern Apennines, Italy). *Rev Palaeobot Palyno*, 160, 32-45.

Vescovi, E., Ravazzi, C., Arpentini, E., Finsinger, W., Pini, R., Valsecchi, V., Wick, L., Ammann, B. & Tinner, W. (2007), Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. *Quaternary Sci Rev*, 26, 1650-1669.

Villar, L. (1974), Pteridofitos del Pireneo Occidental. *Anal Inst Bot Cavanilles*, 31(2) 43-57.

Vogel, A.W. (1994), *Compatibility of soil analytical data: determinations of cation exchange capacity, organic carbon, soil reaction, bulk density and volume percent of water at selected pF values by different methods*. Working Paper and Reprint 94/07. International Soil Reference and Information Centre ISIRIC, Wageningen, The Netherlands, pp 37.

Walkley, A. & Black, I.A. (1934), An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci*, 37(1), 29-38.

- Wang, C., McKeague, J. A. & Kodama, H. (1986), Pedogenic imogolite and soil environments: Case study of Spodosols in Quebec, Canada. *Soil Sci Soc Am J*, 50, 711-718.
- Wardle, P. (1971), An explanation for Alpine timberline. *New Zeal J Bot*, 9, 371-402.
- Wardle, P. (1985), New Zealand Timberlines. 1. Growth and survival of native and introduced tree species in the Cragieburn Range, Canterbury. *New Zeal J Bot*, 23, 219-234.
- Wardle, P. (2008), New Zealand Forest to Alpine Transitions in Global Context. *Arct Antarct Alp Res*, 40(1), 240-249.
- Watson, C.S. (1996), The vegetational history of the northern Apennines, Italy: information from three new sequences and a review of Regional vegetational change. *J Biogeogr*, 23, 805-841.
- Wehrli, M., Tinner, W. & Ammann, B. (2007), 16000 years of vegetation and settlement history from Egelsee (Menzingen, central Switzerland). *The Holocene* 17(6), 747-761.
- Wick, L. (1994), Early-Holocene reforestation and vegetation change at a lake near the alpine forest limit: Lago Basso (2250 m asl), Northern Italy. *Dissertationes Botanicae*, 234, 555-563.
- Wick, L. & Tinner, W. (1997), Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicator of Holocene climatic oscillations. *Arctic Alpine Res*, 29, 445-458.
- Wick, L., van Leeuwen, F.N., van der Knaap, W.O. & Lotter, A.F. (2003), Holocene vegetation development in the catchment of Sagistalsee (1935 m a.s.l.), a small lake in the Swiss Alps. *J Paleolimnol*, 30, 261-272.
- Wiegand, T., Camarero, J.J., Ruger, N. & Gutierrez, E. (2006), Abrupt population changes in treeline ecotones along smooth gradients. *J Ecol*, 94, 880-892.
- Wong, C.M. & Lertzman, K.P. (2001), Errors in estimating tree age: implications for studies of stand dynamics. *Can J For Res*, 31, 1262-1271.
- Work, P.T., Semken, H.A. & Baker, R.G. (2005), Pollen, plant macrofossils and microvertebrates from mid-Holocene alluvium in east-central Iowa, USA: Comparative taphonomy and paleoecology. *Palaeogeogr Palaeoclimatol*, 223, 204-221.
- WRB (2006), *World reference base for soil resources 2006. A framework for international classification, correlation and communication*. 2nd edition. IUSS Working Group WRB. *World Soil Resources Reports* No. 103. FAO, Rome.
- Xiubin, H., Junliang, T., Keli, T., Jianzhong, S. & Matthews, J.A. (2004), Bio-climatic imprints on a Holocene loess palaeosol from China. *J Asian Earth Sci*, 22, 455-464.
- Yaalon, D.H. (1971), Soil-forming processes in time and space. In: Yaalon, D.H. (Ed.), *Paleopedology, Origin, Nature, and Dating of Paleosols*. Israel University Press, Jerusalem.

Zerboni, A., Trombino, L. & Cremaschi, M. (2011), Micromorphological approach to polycyclic pedogenesis on the Messak Settafet plateau (central Sahara): formative processes and palaeoenvironmental significance. *Geomorphology*, 125, 319-335.