



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DELL'INSUBRIA

**Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia
Sede di Como**

Dottorato in Scienze Ambientali (XXVI ciclo)

**Analisi palinologiche e geofisiche
per la ricostruzione delle trasformazioni ambientali
nella regione lariana tra Tardiglaciale e Olocene:
nuovi dati dal sondaggio di Piazza Verdi a Como**

**Dottoranda: Dr.ssa Elisa Martinelli
Tutor: Prof. Alessandro Maria Michetti**

Gennaio 2014

A chi mi è sempre accanto

e a chi se ne è andato ma c'è sempre

INDICE

RIASSUNTO - ABSTRACT.....	7
1. INTRODUZIONE.....	10
1.1 L'ambito di ricerca degli studi del dottorato e il Como Drilling Project.....	10
1.1.1 La scelta del sito.....	11
1.1.2 Le modalità di carotaggio.....	12
1.2 Il contesto dei dati paleoambientali presenti in letteratura.....	15
1.3 Gli scopi della presente ricerca e i metodi di indagine.....	16
2. LE INDAGINI GIÀ EFFETTUATE SUL SONDAGGIO S1.....	18
2.1 La stratigrafia e la distribuzione dei macroresti organici.....	18
2.2 Le prove geotecniche.....	19
2.3 Le datazioni radiocarboniche.....	20
2.4 Le analisi dei macroresti vegetali.....	21
2.5 Le analisi preliminari sulle diatomee.....	21
3. LE INDAGINI GIÀ EFFETTUATE E IN CORSO SUL SONDAGGIO S2.....	22
3.1 Le analisi geofisiche.....	22
3.2 L'analisi assestimetrica.....	23
3.3 Le analisi geochimiche e paleomagnetice.....	24
4. IL CONTESTO AMBIENTALE REGIONALE: IL BACINO LARIANO.....	30
4.1 La geografia.....	30
4.2 La geologia e la geomorfologia.....	31
4.3 L'evoluzione geologica e ambientale tra Pleistocene e Olocene.....	33
4.4 L'idrografia.....	40
4.5 Il clima.....	42
4.6 La vegetazione.....	44
4.6.1 L'orizzonte submontano delle latifoglie eliofile.....	46
4.6.2 La vegetazione collinare insubrica.....	48
4.6.3 L'orizzonte montano inferiore delle latifoglie sciafile.....	52
4.6.4 L'orizzonte montano superiore delle aghifoglie.....	53
4.6.5 L'orizzonte subalpino degli arbusti contorti.....	54
4.6.6 L'orizzonte alpino dei pascoli.....	55
4.6.7 L'orizzonte alto-alpino delle zolle pioniere.....	55
4.6.8 L'orizzonte nivale delle tallofite.....	56
4.7 Le evidenze archeologiche di antica frequentazione antropica.....	56
5. IL CONTESTO AMBIENTALE LOCALE: L'AREA DELLA PROVINCIA DI COMO.....	60
5.1 La geografia.....	60
5.2 La geologia e la geomorfologia.....	61
5.3 Il sottosuolo dell'area urbana di Como.....	62
5.4 La subsidenza.....	65
5.5 L'idrografia.....	67
5.6 Il clima.....	68
5.7 La vegetazione.....	69

6. LA RICOSTRUZIONE DELLA VEGETAZIONE TRA TARDIGLACIALE E OLOCENE NELLE ALPI MERIDIONALI IN BASE AI DATI PALEOBOTANICI E DEI MACRORESTI PRESENTI IN LETTERATURA	70
6.1 La flora del Terziario e del Pleistocene durante le glaciazioni	71
6.2 Il Tardiglaciale nelle Alpi Meridionali.....	72
6.2.1 La prima parte del Tardiglaciale (19/18 - ca. 14,5 cal kyr BP)	72
6.2.2 L'interstadio di Bölling-Allerød (14,7/14,3-12,7 cal kyr BP)	73
6.2.3 Il Dryas Recente (12,7-11,5 cal kyr BP)	75
6.3 Il Tardiglaciale nella Provincia di Como.....	76
6.4 L'Olocene nella Regione Insubria	76
6.5 L'Olocene nella Provincia di Como	80
6.6 L'evoluzione del paesaggio vegetale emersa dalle analisi paleobotaniche sul sondaggio S1	83
7. LA STRATIGRAFIA DI S2	85
7.1 L'apertura delle fustelle	85
7.2 I problemi di perdita e/o compressione del sedimento durante il carotaggio: le correzioni per le misure di profondità.....	86
7.3 La descrizione della stratigrafia	87
8. LE DATAZIONI RADIOCARBONICHE SU S2	91
8.1 Le datazioni ottenute	91
8.2 Il modello età-profondità	92
8.3 I tassi di sedimentazione stimati	95
9. LE INDAGINI GEOFISICHE SU S2	97
9.1 La scansione geofisica delle carote	97
9.2 I dati acquisiti e le rielaborazioni	100
9.3 L'interpretazione delle variazioni dei valori dei parametri nella sequenza	101
10. LE ANALISI PALINOLOGICHE SU S2	106
10.1 I campionamenti	106
10.2 Il trattamento in laboratorio dei campioni	109
10.3 Il metodo di conteggio di granuli pollinici e spore	111
10.4 I presupposti teorici per la determinazione tassonomica.....	112
10.4.1 La forma	113
10.4.2 L'esina: la composizione chimica e strutturale	114
10.4.3 Le strutture e le sculture dell'esina.....	115
10.4.4 Le aperture	116
10.4.5 Le dimensioni.....	118
10.5 Il diagramma pollinico: i taxa individuati.....	119
10.6 Le elaborazioni statistiche	129
10.7 I tipi di associazioni vegetali emersi	143
11. I MACROFOSSILI E I MICROFOSSILI.....	159
11.1 I campionamenti	159
11.2 Il trattamento in laboratorio	160
11.3 L'osservazione al microscopio stereoscopico	160
11.4 I presupposti teorici per la determinazione tassonomica dei macroresti vegetali	161

11.4.1 Il riconoscimento di legni e carboni	162
11.4.2 Il riconoscimento di semi, frutti e parti di essi	166
11.5 I macrofossili e i microfossili riconosciuti.....	167
11.5.1 Legni e carboni	167
11.5.2 Semi e frutti	168
11.5.3 Resti animali	172
11.6 La distribuzione lungo la sequenza.....	173
11.7 Confronti quali-quantitativi dei nuovi dati con quelli disponibili su S1.....	174
12. I PALINOMORFI RICONOSCIUTI E LA LORO DISTRIBUZIONE LUNGO LA SEQUENZA	177
12.1 Palinomorfi vegetali	177
12.2 Palinomorfi animali.....	178
12.3 La distribuzione lungo la sequenza.....	179
13. LE ANALISI DI MICRO E MACROCARBONI SU S2.....	220
13.1 Il conteggio dei microcarboni	220
13.2 La preparazione dei campioni per il conteggio dei macrocarboni.....	220
13.3 I criteri di scelta dei taxa presi in esame per i calcoli statistici	222
13.4 Le elaborazioni statistiche	226
14. LA RICOSTRUZIONE DELL'EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE GRAZIE AI NUOVI DATI PALEOBOTANICI E GEOFISICI.....	256
14.1 Ipotesi interpretative delle datazioni radiocarboniche problematiche.....	256
14.2 La ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale nell'area lariana tra Tardiglaciale e Olocene.....	264
14.2.1 Il Tardiglaciale: l'inizio del disgelo (65.10 - 49.50 m).....	265
14.2.2 Il Tardiglaciale: la fase di sedimentazione regolare dopo l'arretramento del ghiaccio (49.50 - 36.60 m)	266
14.2.3 Il Tardiglaciale: sviluppo della copertura vegetale dei versanti (36.60 - 32.08/32.94 m)	268
14.2.4 Il Tardiglaciale: la foresta continentale a pino e betulla del Bölling-Allerød (31.97 - 31.16 m) e dello Younger Dryas tra 12 677 e 11 500 cal yr BP (30.84 - 30.54 m)	270
14.2.5 L'Olocene: l'ambiente palustre-lacustre con deposizione di sedimenti fini (30.46/29.93 - 18.00 m)	275
14.2.6 Il deposito fluviale e i riporti di origine antropica (18.00 - 0 m)	296
15. L'IMPATTO ANTROPICO SUL PAESAGGIO VEGETALE	298
15.1 La distribuzione degli insediamenti antropici nell'area lariana: le testimonianze archeologiche.....	298
15.2 I fattori responsabili delle variazioni vegetazionali nell'area lariana: tipi ed entità delle attività antropiche.....	301
15.2.1 L'uso del fuoco.....	306
15.2.2 Altre attività antropiche in aggiunta agli incendi.....	314
15.2.3 Intensità e ripetizione dei disturbi antropici: le successioni secondarie.....	316
15.2.4 Difficoltà interpretative dei dati legate alla possibile concausalità di vari fattori...	325
15.3 Le conseguenze dell'impatto antropico rintracciato per il bacino lariano visibili sulla vegetazione attuale	328

15.3.1 L'ingresso e la diffusione di piante esotiche come segno di riduzione e frammentazione delle foreste e di cambiamenti climatici globali.....	328
15.3.2 I relitti collinari di faggio come testimonianza della contrazione dell'areale altitudinale.....	332
15.3.3 La sopravvivenza dell'abete bianco a livello locale nelle aree montane come indice di sfruttamento differenziale	333
15.3.4 Le fitocenosi in stato di <i>disclimax</i> a causa dell'interruzione della loro evoluzione naturale da parte delle attività antropiche.....	334
16. I CONFRONTI CON I DATI PALEOBOTANICI DELL'INSUBRIA PRESENTI IN LETTERATURA.....	336
16.1 Il Tardiglaciale.....	336
16.1.1 L'interstadiale Bölling-Allerød.....	336
16.1.2 Il pino cembro	340
16.1.3 L'abete rosso	343
16.2 L'Olocene	344
16.2.1 Le specie mediterranee	344
16.2.2 L'abete bianco: il controllo climatico e antropico (uso del fuoco) sulla sua diffusione e scomparsa.....	347
16.2.3 Gli indicatori di attività antropiche.....	351
17. CONCLUSIONI.....	353
BIBLIOGRAFIA	358
PUBBLICAZIONI SCIENTIFICHE E ATTIVITÀ DI TUTOR PER TESI DI LAUREA EFFETTUATE DALLA SCRIVENTE	379
RINGRAZIAMENTI - ACKNOWLEDGEMENTS	381

RIASSUNTO

Le analisi delle ricerche del presente dottorato sono state effettuate su sedimenti lacustri prelevati tramite carotaggio continuo a Como, in Piazza Verdi, a circa 200 m dalle rive del lago. Sono state applicate molteplici discipline, principalmente stratigrafia, paleobotanica (polline e macroresti) e geofisica (susceptività magnetica e densità), allo scopo di ricostruire l'evoluzione paleoambientale dell'area lariana a partire dal Tardiglaciale.

Il paesaggio nel bacino di Como durante il Tardiglaciale si è evoluto sulla base dei cambiamenti climatici occorsi. La fase più antica individuata era caratterizzata da clima rigido e notevole rilascio di materiale alloctono da parte del ghiacciaio in scioglimento nell'area di Como. Successivamente ebbe inizio la colonizzazione da parte di una vegetazione pioniera dei versanti prospicienti il lago proglaciale. È stata individuata una successiva fase di diffusione di una foresta continentale di pino con betulla, riferibile all'interstadiale Bölling-Allerød, quando vi fu un innalzamento delle temperature. In livelli più profondi rispetto al più antico datato nell'intera sequenza (circa 13 000 cal yr BP, fine dell'interstadiale) sono state ottenute due datazioni radiocarboniche anomale, poiché sono risultate oloceniche. Ammettendo che queste due datazioni radiocarboniche siano errate, sarebbe stata individuata anche una fase caratterizzata da una vegetazione tipicamente mesofila, non riscontrata in altri siti nell'Insubria per il Tardiglaciale. Al termine del Tardiglaciale, durante lo Younger Dryas, la foresta continentale si ridusse gradualmente favorendo la comparsa delle prime specie tipicamente mesofile.

Grazie al continuo miglioramento climatico che contraddistinse l'Olocene, le specie mesofile si diffusero ulteriormente e formarono una vegetazione costituita da foreste miste composte prevalentemente da pino, quercia caducifolia, abete bianco, nocciolo e ontano. Durante le oscillazioni fresco-umide susseguitesesi nel periodo Atlantico la specie più favorita fu l'abete bianco, che scomparve a livello regionale circa 5 100 cal yr BP e fu soppiantato soprattutto da ontano e faggio. Durante l'Olocene vi fu nell'area lariana una diffusione, seppur esigua, di specie che rimandano a un clima sub-mediterraneo, instauratosi probabilmente a livello locale lungo le sponde del Lago di Como.

Le prime tracce di impatto antropico tramite l'uso del fuoco nell'area lariana risalgono alla fine del Mesolitico (8 200 cal yr BP). A partire da metà Neolitico (circa 6 200 cal yr BP) si intensificarono le attività di "*slash and burn*", cioè la tecnica di disboscamento tramite taglio e incendio controllato degli alberi abbattuti. La deforestazione era finalizzata all'ottenimento di legname e di aree per abitati, campi e pascoli. Circa 5 300 cal yr BP, all'inizio dell'Età del Rame, l'impatto antropico si fece più pesante, soprattutto con l'uso del fuoco; ciò sembra ben corrispondere con l'aumento delle testimonianze archeologiche proprio a partire da questo

periodo nell'intera area lariana. Dopo ripetuti eventi di incendio sempre più intensi e frequenti, che innescarono delle successioni vegetazionali secondarie, l'abete bianco, specie molto sensibile al fuoco, non fu più in grado di riprendersi e scomparve circa 5 100 cal yr BP a scala regionale. In questo periodo il fattore antropico prevalse su quello climatico: l'oscillazione fresco-umida in corso al momento della scomparsa dell'abete bianco avrebbe naturalmente favorito lo sviluppo di questa specie. A partire da 4 300 cal yr BP (fine dell'Età del Rame) si intensificarono nell'area lariana le attività agricole e pastorali.

La presente ricerca possiede caratteristiche innovative dal punto di vista metodologico e costituisce un importante avanzamento delle conoscenze paleoambientali per l'area lariana. Infatti, si sono ottenuti i primi dati ad alta definizione sull'evoluzione paleoambientale per il bacino di Como, quindi a scala regionale, acquisiti tramite un approccio multidisciplinare. Innovative per l'area insubrica sono anche le elaborazioni statistiche di correlazione in ambito palinologico tra campioni e tra specie lungo la sequenza, e tra i *taxa* rinvenuti e l'influsso sia di micro che di macrocarboni. Il presente lavoro dimostra la grande importanza di un approccio multidisciplinare per ricostruire l'evoluzione ambientale a partire da sequenze sedimentarie complesse, formatesi nel contesto di laghi con grandi bacini idrografici come quello del Lago di Como.

ABSTRACT

The analyses of the present research of this Ph.D. project were performed on lacustrine sediments sampled through a continuous drilling of two boreholes conducted in Como-Piazza Verdi (Lombardy, Southern Alps), at about 200 m far from the shore of Lake Como. Numerous disciplines were adopted, especially stratigraphy, palaeobotany (pollen and macroremains) and geophysics (magnetic susceptibility and density), to reconstruct the palaeoenvironmental evolution in Como basin from the Lateglacial.

The environment in Lake Como region during Lateglacial evolved because of major climate changes. The oldest phase was characterized by cold temperatures and conspicuous release of alloctonous sediment from the ice melting in Como area. This was followed by the colonization of slopes facing the proglacial lake by a pioneer vegetation. The next phase of the local landscape evolution was characterized by the diffusion of a continental forest constituted of pine with birch, dating back to Bölling-Allerød interstadial, when temperatures rose. In levels deeper than the most ancient dated in the whole sequence (about 13 000 cal yr BP, end of interstadial) have been obtained two radiocarbon dates that are anomalous, because they emerged to be Holocenic. Assuming that these two radiocarbon dates are erroneous, it would be detected a

phase characterized by a typically mesophilous vegetation, not found out in other sites in Insubria Region for the Lateglacial. At the end of Lateglacial, during Younger Dryas, the role of the continental forest became less relevant and the first typically mesophilous species appeared.

Thanks to the continuous climate amelioration which characterized the Holocene, mesophilous species spread further and formed a vegetation constituted of mixed forests composed mainly by pine, deciduous oak, silver fir, hazel and alder. During the cool and wet oscillations typical of the Atlantic period the most favored species was silver fir, that disappeared at regional scale at about 5 100 cal yr BP and was replaced mainly by alder and beech. Moreover, during the Holocene there was a spread in the area of Lake Como, even if scarce, of species that refer to a sub-mediterranean climate, probably established at a local scale along the shores of Lake Como.

The earliest traces of human use of fire in the area of Lake Como started from the late Mesolithic period (8 200 cal yr BP). From mid-Neolithic period (about 6 200 cal yr BP) activities of "slash and burn", that is the technique of deforestation through cutting and controlled fire of the felled trees, intensified. Deforestation was aimed at obtaining timber and cleared areas for villages, fields and pastures. About 5 300 cal yr BP, at the beginning of the Copper Age, the human impact became heavier, especially with the use of fire, and this seems to correspond well with the increase of the archaeological remains precisely from this period in the whole area of Lake Como. After repeated events of fire more and more intense and frequent, that began secondary successions, the silver fir, a species very sensitive to fire, was no longer able to bounce back and disappeared around 5 100 cal yr BP at regional scale. During this period, the human factor prevailed over the climate: the cool and wet oscillation in progress at the time of the disappearance of the silver fir would naturally encourage the development of this species. From 4 300 cal yr BP (Late Copper Age) agricultural and pastoral activities intensified in the Lake Como area.

The present research has innovative features from the methodological point of view and is an important palaeoenvironmental advancement of knowledge for the area of Lake Como. In fact, we have obtained the first high definition data for palaeoenvironmental evolution of the basin Como, at the regional scale, acquired through a multidisciplinary approach. Innovative for the Insubria Region are also the statistical analyses of correlation applied on palynological data between samples and between species along the sequence, and between the *taxa* found and the influence of both micro and macrocharcoal. This work demonstrates the great importance of a multidisciplinary approach to reconstruct the environmental evolution from complex sedimentary sequences, formed in the context of lakes with huge watersheds such as Lake Como.

1. INTRODUZIONE

1.1 L'ambito di ricerca degli studi del dottorato e il Como Drilling Project

Le attività di ricerca svolte durante il presente dottorato in Scienze Ambientali hanno riguardato analisi paleobotaniche su polline e macroresti vegetali, stratigrafiche, geofisiche, paleomagnetiche e geochimiche sui sedimenti prelevati tramite carotaggio presso il centro storico di Como, nel sito di Piazza Verdi. Lo scopo finale di questi studi è stato quello di ottenere una ricostruzione paleoambientale riferita al quadro cronologico compreso nell'intera colonna stratigrafica.

Il presente progetto di dottorato si innesta nel *Como Drilling Project (C.D.P.)*, nato nel 2005 allo scopo di approfondire in modo integrato e multidisciplinare gli aspetti legati all'analisi dei depositi recenti (a partire dall'ultimo massimo glaciale) nell'area urbana della città di Como e dintorni, sia dal punto di vista stratigrafico e paleoclimatico, che nei suoi riflessi ambientali. Sono stati effettuati due sondaggi profondi, denominati S1 e S2, in Piazza Verdi, posta dietro l'abside del Duomo, nella parte settentrionale dell'area urbana di Como; i carotaggi sono stati finanziati dal CIRLIM (Centro Internazionale di Ricerche Limnologiche; consorzio costituito da IMONT-Istituto Nazionale per la Montagna, Uninsubria e Centro Volta). Responsabile e coordinatrice del progetto è stata l'Università degli Studi dell'Insubria - Dipartimento di Scienze Chimiche e Ambientali di Como; ad essa si sono affiancati IMONT - Istituto Nazionale per la Montagna, APAT - Servizio geologico d'Italia (oggi ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione dell'Ambiente), Regione Lombardia, Università la Sapienza di Roma, Comune di Como, Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como e lo studio IG di Torino.

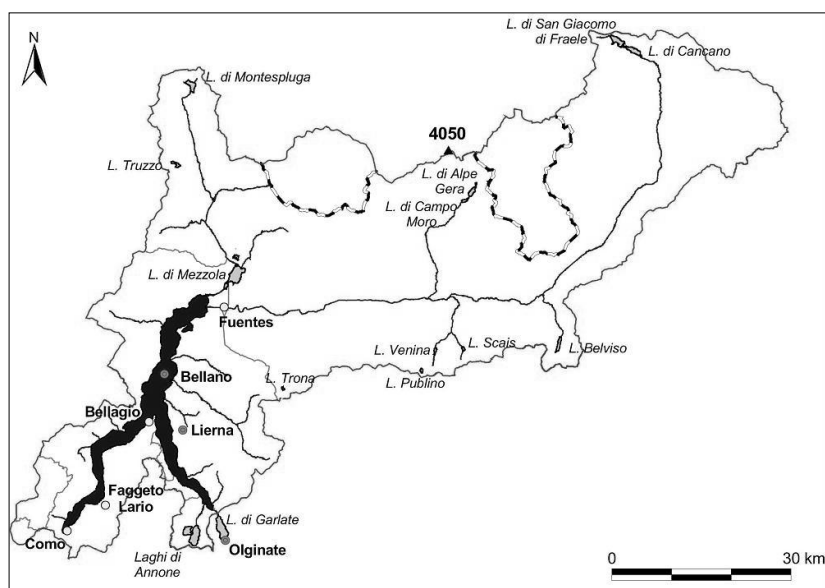
Il programma del C.D.P. ha inizialmente previsto un'indagine stratigrafica dettagliata dei sedimenti prelevati nel sondaggio S1, con analisi radiometriche e paleobotaniche su macroresti vegetali (legni, carboni, foglie, semi, frutti e muschi) e diatomee, e con esami di laboratorio relativi alle proprietà geotecniche dei sedimenti. Parte di questi studi sono stati oggetto dei progetti di ricerca di due tesi di dottorato in Scienze Ambientali (dott.sse S.Capelletti, 2008 e S.Motella, 2009, inedite) e di una tesi di laurea triennale in Valutazione e Controllo Ambientale (dott.ssa M.Morselli, 2006, inedita), svolte presso l'Università dell'Insubria.

Per S2, prima della presente ricerca, sono state realizzate analisi di misurazione di Gamma Ray in foro durante le operazioni di carotaggio.

Entrambi i sondaggi sono stati successivamente valutati nel contesto dei molteplici dati stratigrafici e geotecnici ricavati durante una tesi di dottorato in Scienze Ambientali (dott.ssa M.F.Ferrario, 2012, inedito).

1.1.1 La scelta del sito

I sedimenti prelevati nei due sondaggi di Piazza Verdi costituiscono un eccezionale archivio biologico e geologico continuo della storia ambientale compresa tra l'ultima fase glaciale e l'età moderna. Il bacino sedimentario di Como è stato scelto come oggetto di studio in quanto costituisce un'ottima trappola sedimentaria, poiché si trova al termine del ramo chiuso del Lago di Como, un grande lago alpino con un bacino idrografico notevolmente ampio (vedi figura seguente).



Al termine dell'ultima fase glaciale il progressivo arretramento della lingua glaciale che occupava la valle di Como ha portato prima alla formazione di un lago proglaciale regolato dalla soglia di Camerlata a quota 270 m (Orombelli e Castelletti, 1986; Comerci *et al.*, 2007), e successivamente, a seguito della scomparsa dei ghiacci e della nascita del Lario moderno, allo sviluppo di un bacino con ambienti palustri e quindi della piana alluvionale su cui si trova oggi la città, piana in continua aggradazione a causa dello sviluppo di rilevanti fenomeni di subsidenza, e sostanzialmente priva di eventi erosivi di portata significativa. Per questi motivi i sedimenti

preservati nel sottosuolo di Como costituiscono un archivio probabilmente unico nelle Alpi meridionali, che conserva le molteplici antiche tracce geologiche e biologiche delle trasformazioni ambientali avvenute nel Tardiglaciale e nell'Olocene. L'approccio multidisciplinare di studi sedimentologici, paleobotanici, geotecnica, geofisici e geochimici ha permesso di ricostruire l'evoluzione dell'ambiente nel bacino sedimentario di Como per un arco cronologico ampio e fino a oggi mai indagato con un simile dettaglio.

In particolare, la presenza di una stratigrafia dettagliata e continua della sedimentazione recente del bacino lacustre è stata assicurata dalle seguenti caratteristiche del sito scelto di Piazza Verdi (fig.n°1):

- collocazione nella zona con maggiori spessori di sedimenti recenti a granulometria fine;
- distanza significativa dal versante montuoso del Monte di Brunate, condizione che riduce la probabilità di rinvenire nella sequenza stratigrafica rilevanti apporti di origine detritica,
- distanza dai corsi d'acqua che attraversano la città, che consente di avere ridotti spessori di depositi alluvionali e quindi raggiungere più facilmente le unità stratigrafiche sottostanti con sedimenti fini e ricchi di sostanza organica, di maggior interesse per la ricostruzione paleoambientale e per la comprensione della subsidenza;
- distanza significativa rispetto all'attuale riva lacustre, per evitare di intercettare notevoli spessori di terreno rimaneggiato durante attività antropiche di rimodellamento dell'area attuale a partire dall'epoca romana;
- posizionamento all'interno del settore urbano maggiormente interessato dagli abbassamenti della superficie topografica negli ultimi decenni.

1.1.2 Le modalità di carotaggio

I due sondaggi a carotaggio continuo, denominati S1 e S2, sono stati realizzati dalla ditta R.C.T. s.r.l. di Liscate (Milano) in Ottobre e Novembre 2005. Durante le operazioni è stata utilizzata una sonda a rotazione a testa idraulica del tipo "Nenzi Gelma 2" montata su autocarro (fig.n°2); il foro è stato man mano rivestito con una tubazione metallica provvisoria rimossa al termine dei lavori. Come fluido di perforazione è stata impiegata acqua dolce con aggiunta di polimeri biodegradabili.

Il sondaggio S1, che ha raggiunto 70 m di profondità, è stato effettuato utilizzando carotieri semplici con diametro nominale di 130 mm azionati mediante una batteria di aste del diametro di 76 mm. L'intera carota è stata suddivisa in spezzoni da 1 m collocati in cassette di legno

(fig.n°3), a loro volta divisi a metà in senso longitudinale: metà sequenza è stata utilizzata per le analisi geotecniche di laboratorio, le prove di permeabilità, le prove di resistenza alla penetrazione e al taglio, mentre l'altra metà è stata destinata alle analisi paleobotaniche, radiocarboniche e delle diatomee.

Il sondaggio S2 è stato effettuato ad una distanza di 4 m da S1 ed ha raggiunto i 65 m di profondità. Sono stati impiegati carotieri tripli e campionatori Ostenberg e Denison; il sedimento è stato inserito direttamente in fustelle di PVC e acciaio inossidabile (fig.n°4), di diametro tra 9 e 12 cm, durante le perforazioni e sono state poi sigillate in modo da evitare contaminazioni esterne e da mantenere il grado di umidità originario.



Fig.n°1: localizzazione del sito di Como-P.Verdi; nella foto a destra è visibile la collocazione di Piazza Verdi all'interno della città di Como e rispetto alle rive del Lago di Como (circa 200 m).



Fig.n°2: una fase delle operazioni di carotaggio effettuate nel 2005.



Fig.n°3: esempio di cassetta catalogatrice (lunghezza = 1 m) utilizzata per la conservazione del sedimento carotato di S1.



Fig.n°4: esempi di fustelle contenenti i sedimenti carotati di S2, in PVC (in primo piano) e in acciaio. Lunghezza listello graduato: 10 cm.

1.2 Il contesto dei dati paleoambientali presenti in letteratura

Attualmente sono disponibili in letteratura i risultati di numerose ricerche paleolimnologiche condotte nei bacini lacustri alpini negli ultimi anni (ad es. Chapron *et al.*, 1999; Schnellmann *et al.*, 2002; Monecke *et al.*, 2004; Nomade *et al.*, 2005; Strasser *et al.*, 2006; Strasser *et al.*, 2013; Gilli *et al.*, 2013), anche in corrispondenza di altri grandi laghi lombardi (Lago d'Iseo: Lauterbach *et al.*, 2012; Lago di Garda: Berlusconi *et al.*, 2013). Per quanto riguarda il Lago di Como, sono presenti ad oggi il rilievo morfobatimetrico di tutto il bacino e le linee sismiche ad alta risoluzione per il Ramo di Como (Fanetti *et al.*, 2008).

La stratigrafia del sottosuolo dell'area urbana (vedi § 5.3) è stata definita grazie alla catalogazione e uniformazione con criterio scientifico dei dati su sequenze stratigrafiche e pozzi raccolti per decine di anni (Comune di Como, 1980; Castelletti e Orombelli, 1986; Ghezzi, 1992; Beretta *et al.*, 1986; Apuani *et al.*, 2000; Capelletti, 2004; Colmegna, 2006; Comerci *et al.*, 2007; Ferrario, 2009; Tarzi, 2011; Frigerio, 2012; Ferrario, 2013). Questi dati sono attualmente disponibili in ambiente ARCGIS, che è stato indispensabile per la redazione del Foglio Geologico - Progetto CARG.

Fondamentali per la definizione del contesto paleoambientale sono i dati archeobotanici ricavati dalle analisi palinologiche e antracologiche. Per quanto riguarda il Tardiglaciale delle Alpi Italiane e della Pianura Padana le informazioni provengono in gran parte dallo studio palinologico (Ravazzi, 2003; Ravazzi, 2005; Ravazzi *et al.*, 2007) di successioni lacustri e palustri che abbondano nelle regioni interessate dai ghiacciai a partire dall'ultima deglaciazione (vedi § 6.2). Nella regione insubrica i dati palinologici sono relativi a piccoli laghi con bacino idrografico molto ridotto e tasso di sedimentazione basso (Schneider, 1978; Schneider e Tobolski, 1985; Wick, 1898 a, 1995, 1996, 2000, 2006; Gobet *et al.*, 2000; Tinner *et al.*, 1999; Zoller e Kleiber, 1971; Burga, 1982; Hofstetter *et al.*, 2006): i dati tendono quindi a essere attendibili soprattutto su scala locale e il loro grado di risoluzione è piuttosto basso (vedi § 6.4). I dati per la ricostruzione del paesaggio vegetale locale dell'area di Como e provincia sono forniti dallo studio dei macroresti vegetali, cioè legni e carboni. La maggior parte degli studi a disposizione su macroresti botanici relativi alla Provincia di Como si riferisce a contesti archeologici risalenti ad un arco temporale compreso tra il Mesolitico e il basso Medioevo ed è stata svolta nell'arco degli ultimi 30 anni presso il Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como (vedi § 6.5).

Le analisi paleoambientali sul Lago di Como si rivelano quindi importantissime per la possibilità di ricavare caratteristiche ambientali non ancora indagate (soprattutto palinologia) e

valide a livello regionale; è però necessario considerare che in un grande lago è intrinseca una grande complessità dei processi di sedimentazione che va attentamente valutata e può costituire un problema nelle interpretazioni in chiave paleoambientale (vedi § 14.1). Infatti, è possibile che nell'ambito di un lago profondo possano verificarsi movimenti di massa sublacuali (debris-flow che possono evolversi in megatorbiditi) originati da vari eventi, quali sovraccarico di materiale dovuto a un alto tasso di sedimentazione, fluttuazione del livello dei laghi o movimenti tellurici. E' anche importante considerare anche la possibilità di movimenti franosi dai rilievi posti nelle vicinanze delle sponde. Tali eventi provocano apporti alloctoni e deformazioni dei sedimenti, espressi stratigraficamente ad esempio in laminazioni convolute, superfici erosive e irregolarità granulometriche.

1.3 Gli scopi della presente ricerca e i metodi di indagine

La finalità principale delle ricerche del presente dottorato è stata la ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale a partire dal Tardiglaciale nell'area lariana, con riferimento anche all'influsso antropico sulle variazioni ambientali e in particolare paleobotaniche. Per permettere cioè è stato indispensabile raggiungere i seguenti scopi intermedi:

- 1) applicare un approccio multidisciplinare inedito per la regione insubrica;
- 2) definire la successione dei diversi ambienti di sedimentazione;
- 3) ricostruire l'evoluzione della vegetazione con alto dettaglio;
- 4) studiare l'andamento degli influssi dei microcarboni;
- 5) identificare le caratteristiche geofisiche, paleomagnetiche e geochemiche della sequenza;
- 6) definire la cronologia per mezzo di datazioni radiocarboniche;
- 7) integrare i dati ottenuti dai vari metodi di indagine;
- 8) confrontare i nuovi dati con quelli presenti in letteratura.

Il metodo di indagine adottato comprende molteplici discipline: stratigrafia, paleobotanica, geofisica, geochemica e paleomagnetismo. Gli studi qui applicati sono innovativi sotto vari punti di vista: metodologico, poiché l'approccio multidisciplinare qui adottato non è mai stato applicato per sequenze lacustri nella Regione Insubria; della qualità dei dati, perché l'alto tasso di sedimentazione che caratterizza il sito permette di ottenere dati ad alta risoluzione; della completezza dei dati, poiché si tratta di un carotaggio continuo; della validità dei dati a scala regionale, poiché a Como-Piazza Verdi sono confluiti i resti organici raccolti dai corsi d'acqua

dell'enorme bacino idrografico del Lago di Como, che si sono tutti accumulati in questo sito perché si trova al termine del ramo idrologicamente chiuso del Lago.

I nuovi dati ottenuti sono fondamentali anche per definire con sempre più dettaglio le caratteristiche del sottosuolo dell'area urbana di Como; la valutazione della qualità geotecnica dei sedimenti è di estrema importanza e attualità per comprendere il comportamento quando sottoposti a carichi sul piano di campagna (vedi tematica della subsidenza in § 5.4).

Il testo della presente tesi è articolato in: descrizioni delle analisi già effettuate e in corso sui sondaggi S1 e S2 (cap.2 e 3); parte introduttiva sul contesto ambientale a livello regionale e locale dell'area di studio (cap.4 e 5); revisione dei dati disponibili sulla vegetazione a partire dal Tardiglaciale (cap.6); dettagliata descrizione delle metodologie applicate e loro risultati (cap 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13); interpretazione dei dati in chiave paleoambientale (cap.14); interpretazione dei dati finalizzata alla ricostruzione dell'impatto antropico (cap.15); confronti con altri siti (cap.16); conclusioni (cap.17).

2. LE INDAGINI GIÀ EFFETTUATE SUL SONDAGGIO S1

2.1 La stratigrafia e la distribuzione dei macroresti organici

Sono state compiute diverse analisi approfondite sui sedimenti di S1, che hanno coinvolto molti studiosi. E' stata inizialmente descritta la stratigrafia di dettaglio della sequenza dal Dott. Chunga (Università dell'Insubria) e dalle Dott.sse Rossi (Università dell'Insubria) e Fanetti (Università dell'Insubria), sulla base dei sedimenti depositati nelle cassette catalogatrici e di ulteriori analisi litostratigrafiche condotte successivamente in laboratorio da Chunga e Rossi, nel laboratorio di analisi ambientali del Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia dell'Università dell'Insubria.

La descrizione dettagliata della successione stratigrafica è contenuta nella tesi di dottorato di Capelletti (2008) e nella tesi di laurea di Morselli (2006).

Durante l'iter di laboratorio svolto presso il laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como durante lo svolgimento delle ricerche di Morselli è stato possibile approfondire le caratteristiche della componente inorganica e la distribuzione dei macroresti organici a partire dai residui lavati del sedimento, con i seguenti risultati (fig.n°1):

Profondità (m)	Litologia	Macroresti
0,00 - 6,22	sabbie e limo sabbioso con clasti calcarei centimetrici, frammenti di cemento e mattone	presenti in debole quantità da m 2,55
6,22 - 17,15	sabbie medio-grossolane e ghiaie con clasti calcarei e metamorfici; orizzonti a granulometria più fine, tra cui quello compreso tra m 12,50 e m 14,60	presenti, organizzati per lo più in strati
17,15 - 31,82	sabbia limosa e limi, talvolta con sottili laminazioni di sabbia fine	presenti, organizzati per lo più in strati
31,82 - 50,85	limo argilloso e argille, talvolta con lenti o laminazioni di sabbia; tra m 32,20 e m 33,85 si rinvengono clasti anche centimetrici	assenti
50,85 - 70,00	sabbia fine intercalata da livelli di limo sabbioso e di ghiaia con clasti millimetrici calcarei e metamorfici	assenti

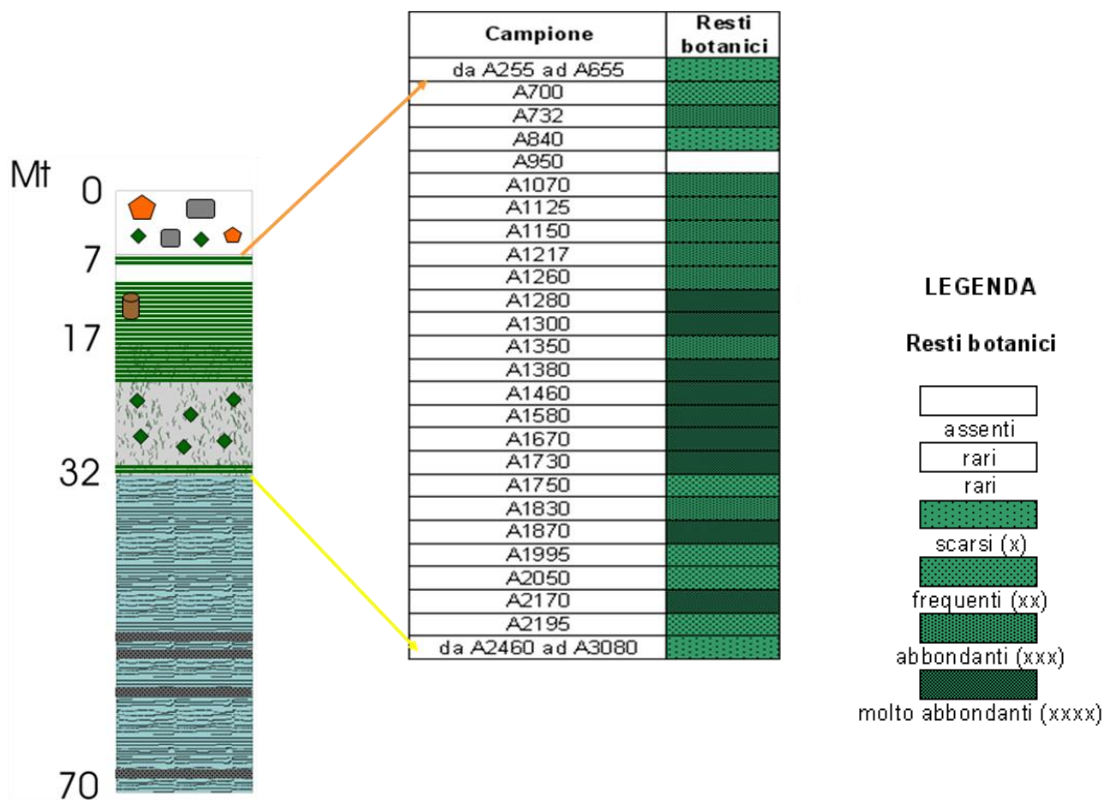
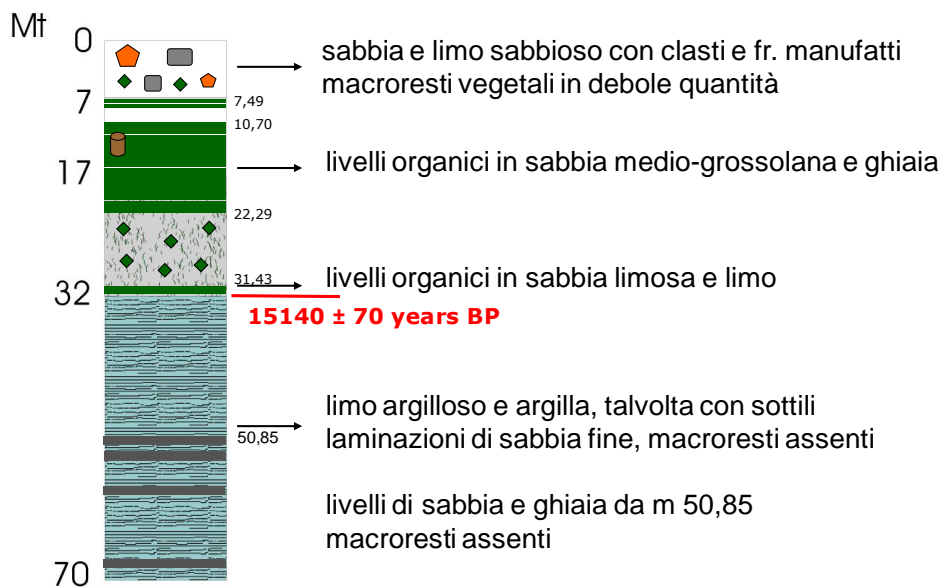


Fig.n°1: rappresentazione schematica della stratigrafia e della distribuzione quantitativa dei resti botanici lungo la sequenza (da Motella, 2009; modificato).

2.2 Le prove geotecniche

Sono state effettuate delle prove geotecniche in sito e in laboratorio, finalizzate alla definizione delle caratteristiche fisiche e meccaniche dei terreni ed eseguite su 100 campioni.

Le prove geotecniche in situ si riferiscono a una serie di test eseguiti direttamente dal foro di sondaggio e hanno riguardato prove penetrometriche dinamiche (SPT) e prove scissometriche (*Vane Borer*). Altri esami sono stati effettuati sugli spezzoni di carota aperta e opportunamente collocata nelle cassette catalogatrici: si tratta della prova di resistenza alla penetrazione della punta con *pocket penetrometer*, prove di resistenza al taglio con il *Vane test* e prove di permeabilità in foro di tipo *Lefranc*.

Sono inoltre stati installati in foro un piezometro a tubo aperto e un piezometro Casagrande per il controllo della falda profonda per il monitoraggio nel tempo dei livelli piezometrici.

Le prove geotecniche di laboratorio hanno riguardato: caratteristiche fisiche, contenuto in sostanza organica, prove di permeabilità, compressibilità dei terreni, resistenza al taglio, densità e contenuto in acqua, determinazione della densità e del contenuto d'acqua; si rimanda alla tesi di Dottorato di S. Capelletti per risultati (2008; inedito).

2.3 Le datazioni radiocarboniche

Sono state effettuate datazioni radiocarboniche su 6 campioni prelevati lungo la sequenza; i dettagli relativi ai campioni presi in esame e ai risultati sono riassunti nella seguente tabella.

profondità (m da p.c.)	età convenzionale	età calibrata (BC) 2 σ	età calibrata (BC) 1 σ	campione	laboratorio	tipo di reperto	programma calibrazione	tipo di analisi
21.70 - 21.95	3 959 \pm 61 BP	2 830-2 215	2 570-2 350	RC231	LABEC - Firenze	carbone di <i>Castanea sativa</i>	OxCal 4	AMS
25.00 - 25.20	4 590 \pm 55 BP	3 520-3 100	3 500-3 120	LTL2281A	CEDAD - Lecce	campione di sedimento	OxCal 3.10	AMS
27.25 - 27.38	6 653 \pm 65 BP	5 670-5 480	5 630-5 530	RC229	LABEC - Firenze	campione di sedimento	OxCal 4	AMS
27.40 - 27.50	7 018 \pm 43 BP	6 000-5 800	5 980-5 850	RC230	LABEC - Firenze	campione di sedimento	OxCal 4	AMS
30.80 - 31.00	12 496 \pm 55 BP	13 050-12 250	12 900-12 460	LTL2282A	CEDAD - Lecce	campione di sedimento	OxCal 3.10	AMS
31.95	15 140 \pm 70 BP	16 747-15 623	16 440-15 881	GrA-30878	Groningen	campione di sedimento non lavato	Rev 4.3	AMS

2.4 Le analisi dei macroresti vegetali

Le analisi paleobotaniche hanno riguardato 150 campioni di sedimento, e in particolare macroresti vegetali quali legni, semi, frutti, carboni, foglie, muschi. Gli studi hanno permesso di ottenere una ricostruzione della storia della vegetazione tra Tardiglaciale e Olocene nel comprensorio lariano, che è stata quindi correlata con i dati di disposizione in bibliografia.

Le analisi sono state svolte presso il Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como e hanno implicato l'utilizzo di tecniche di microscopia ottica ed elettronica a scansione

Per il dettaglio dei risultati e delle interpretazioni relative a questi analisi si rimanda alla tesi della dott.ssa Sila Motella (2009). Il confronto tra i dati paleobotanici ottenuti su S1 e quelli emersi dallo studio di S2 sono trattati nella presente tesi nel capitolo 11.

2.5 Le analisi preliminari sulle diatomee

Le preliminari analisi qualitative sulle diatomee fossili effettuate dalla dott.ssa R. Bettinetti (Università dell'Insubria) hanno rilevato la presenza di alcune specie tipiche delle comunità planctoniche che si sviluppano in acque dolci trasparenti e oligotrofe. Queste condizioni ecologiche si sono instaurate con la formazione di un lago proglaciale profondo 8-10 m dopo il ritiro del ghiacciaio, quando sopra ai sedimenti glaciolacustri andarono a depositarsi limi ricchi di materia organica, in ambiente palustre-lacustre. Dettagli sulle determinazioni tassonomiche sono riportati nella tesi di dottorato di Capelletti (2008; inedito).

3. LE INDAGINI GIÀ EFFETTUATE E IN CORSO SUL SONDAGGIO S2

Prima della presente ricerca il sondaggio S2 era stato indagato per quanto riguarda l'analisi della radioattività naturale. terminate le misurazioni effettuate in foro, è stato installato per l'intera lunghezza del buco stesso un assestometro magnetico tipo BRS, strumento in grado di rilevare l'assestamento del terreno.

Inoltre, sono state effettuate analisi geochimiche e paleomagnetiche, a cura del gruppo di ricerca *Neotectonics & Natural Hazards Group - University of Aachen* (Germania), rispettivamente presso *Institute of Geology and Mineralogy - University of Cologne* (group leader: Prof. Dr. M. Melles) e *GFZ (Geo Forschungs Zentrum)* di Potsdam (responsabile: Dr. Norbert Nowaczyk).

3.1 Le analisi geofisiche

E' stata eseguita l'analisi della radioattività naturale del sondaggio S2 di Piazza Verdi mediante la Gamma Ray Spectrometry (GRS) in collaborazione con il Dr. D. Sciunnach e il Dr. A. Piccin (Regione Lombardia). Le letture sono state effettuate in foro a sondaggio ultimato, ogni 5 cm, sia in discesa che in risalita.

Gli spettri sono risultati caratterizzati da tre pacchi di sedimenti con la stessa facies radiogenica (fig.n°1). Il primo, compreso tra circa 16.5 e 29.5 m, è caratterizzato da un aumento del livello di fondo indicativo di un alto contenuto organico. Il secondo, tra 29.5 e 48 m, ha mostrato caratteristiche di omogeneità. Il terzo e ultimo pacco è compreso tra 48 e 60 m circa e rivela uno stile che mostra alternanze di sabbia e di limo.

Lo spettro radiogenico del pacco compreso tra 16.5 e 29.5 m sembra rispecchiare approssimativamente la distribuzione della sostanza organica: i macroresti (vedi cap.11) sono ben rappresentati a partire da 18 m di profondità e declinano negli ultimi metri sopra a circa 33 m, che rappresenta il limite inferiore di presenza.

Una correlazione è riscontrabile anche tra la facies radiogenica e le caratteristiche sedimentologiche: il limite del pacco compreso tra 16.5 e 29.5 m coincide approssimativamente ai momenti di passaggio dall'ambiente di sedimentazione palustre-lacustre a quello glaciolacustre.

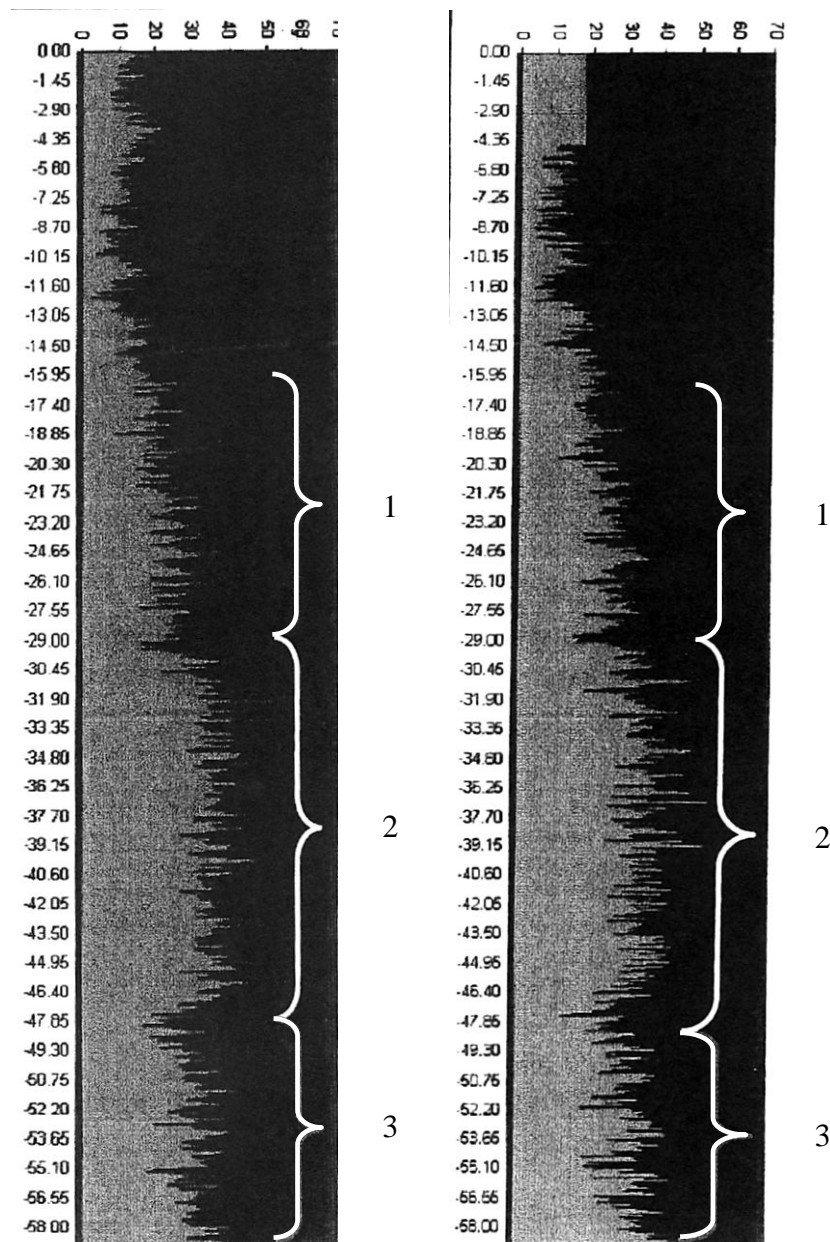


Fig.n°1: lo spettro radiogenico ottenuto tramite la Gamma Ray Spectrometry, in discesa e in salita. 1-3: le differenti facies radiogeniche individuate (da Capelletti, 2008; modificato).

3.2 L'analisi assestimetrica

L'assestimetro utilizzato è costituito da un tubo guida che percorre tutta la profondità del foro, sul quale sono stati fissati 20 anelli magnetici in plastica ogni 3.25 m circa; gli anelli sono stati infissi nel terreno circostante tramite "alette", in modo da risultare solidali al movimento del sedimento. Lo strumento è in grado di misurare lo spostamento relativo nel tempo di questi punti di riferimento, che segnalano i cedimenti assoluti del terreno. Le misurazioni ottenute hanno però

portato a ipotizzare dati viziati da pesanti errori accidentali probabilmente sommati a errori casuali e sistematici, fatto che li rende non utilizzabili per valutare in modo realistico le variazioni di spessore dei depositi (Capelletti, 2008).

3.3 Le analisi geochemiche e paleomagnetiche

I campionamenti sono stati effettuati a cura della Dr.ssa Nicole H \ddot{o} big del gruppo di ricerca Neotectonics & Natural Hazards Group (group leader: Prof. K. Reicherter) dell'Università di Aachen (Germania).

La sequenza di sedimento interessata dai campionamenti è stata quella delle fasi lacustre-palustre e glaciolacustre (esclusa la parte finale sabbiosa non campionabile perché non sufficientemente coerente), quindi tra 18.00 e 61.60 m di profondità. Il metodo di campionamento (fig.n°2) ha previsto l'utilizzo di appositi tubi di PVC a sezione quadrata di lato di 2 cm denominati "*U-channels*". Dopo l'asportazione dei primi millimetri di sedimento superficiale per evitare contaminazioni, metà tubo è stata spinto nella parte centrale delle carote. E' stato quindi fatto scorrere un filo metallico all'interno della carota sotto al tubo in modo da tagliare il sedimento e facilitare l'asportazione del mezzo tubo. Infine il tubo è stato ricoperto con l'altra metà e sigillato alle due estremità con polistirolo per stabilizzare il sedimento.

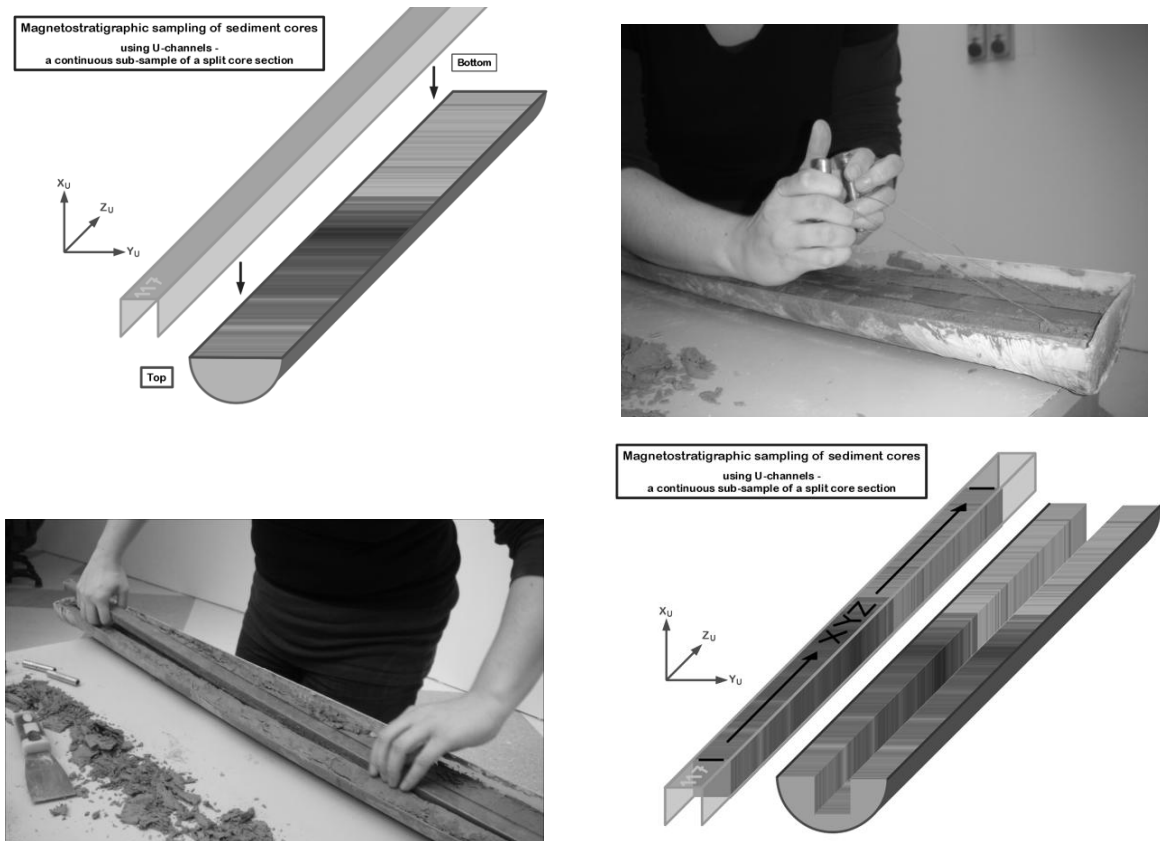


Fig.n°2: procedura di campionamento con l'utilizzo di "U-channels". Inserimento del tubo nel sedimento (in alto a sinistra), taglio del sedimento al di sotto del tubo (in alto a destra), estrazione del tubo dalla carota (in basso a sinistra), sotto-campione della carota ottenuto (in basso a destra).

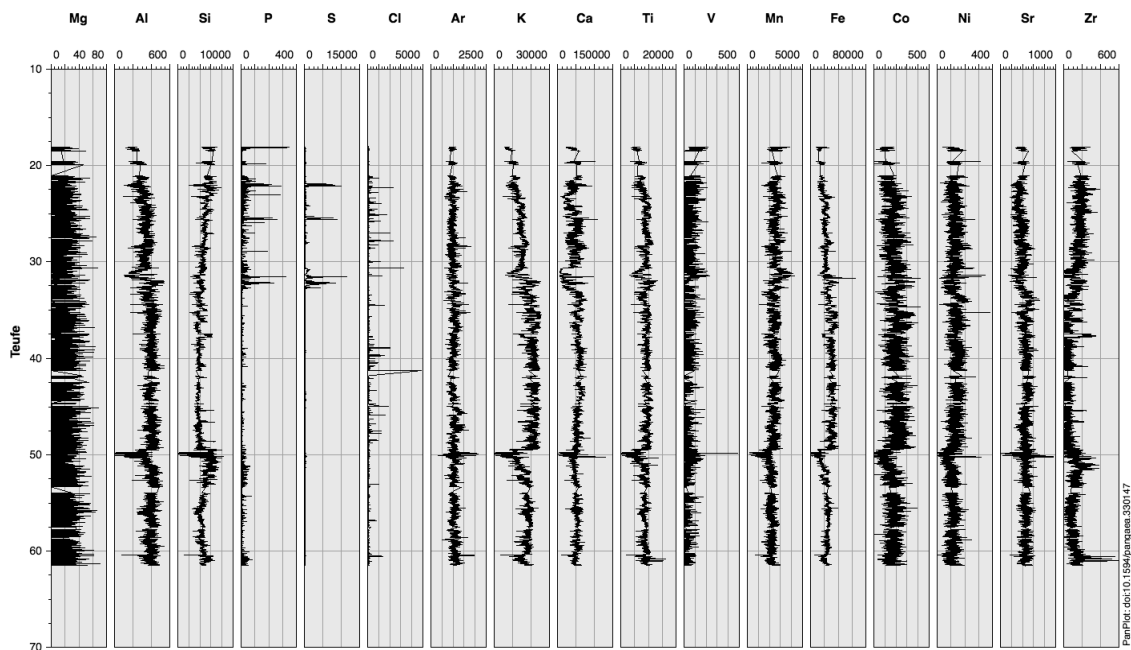
Nella maggior parte dei casi si è resa necessaria una reidratazione del sedimento che si era seccato e indurito dopo l'apertura delle carote. E' stato quindi spruzzata in una o due riprese acqua ultrapura Millipore Milli-Q Gradient A10 ($18 \text{ M}\Omega \cdot \text{cm}$); approssimativamente è stata necessaria una quantità pari a 100 - 50 ml di acqua per ogni carota. Le carote sono state poi ricoperte con pellicola e dopo uno o due giorni erano reidratate e pronte per il campionamento.

Le analisi geochimiche sono consistite nella scansione continua XRF (*X Ray Fluorescence*) dei sedimenti per individuare gli elementi chimici principali che li costituiscono. Di seguito sono esposti i risultati delle analisi in grafici (fig.n°3) che indicano l'andamento della quantità dei diversi elementi chimici (conteggio delle radiazioni di fluorescenza X con le stesse caratteristiche, corrispondenti a ciascun elemento, emesse dopo che il sedimento è stato colpito da raggi X) e dei rapporti tra alcuni di essi noti come *proxies* paleoambientali. Le precise interpretazioni dei valori sono ancora in corso, ma si può notare fin da ora che vi sono due zone

in cui gli andamenti dei valori di alcuni elementi chimici presentano delle variazioni, in particolare formano dei picchi evidenti.

La prima zona è individuabile tra 31 - 32.50 m di profondità, ed è costituito dal forte innalzamento soprattutto dei valori di P, S, K, Ca, Ti, Fe e Ni. A queste profondità si è notato un aumento della suscettività magnetica (vedi cap.9) attribuito alla deposizione fortemente disturbata di sedimenti alloctoni; nei sedimenti possono quindi essersi aggiunte fonti sensibili al campo magnetico contenenti gli elementi sopra elencati, come ad esempio minerali magnetici (contenenti S o Fe) e rocce come i pirosseni (composti in modo variabile da Ca, Ti, Fe). Si riporta in letteratura che comunque solitamente la suscettività magnetica è più sensibile ai granuli magnetici “ultra-sottili” (0 – 0.02 mm), denominati ultraparamagnetici (Maher, 1988). Inoltre, il rapporto K/Ca risulta particolarmente coerente con questa situazione, in quanto in letteratura il suo aumento è collegato all’incremento dell’apporto terrigeno.

L’altra zona è concentrata intorno a 50 m, in cui alcuni elementi diminuiscono bruscamente (Al, Si, K, Ti, Mg, Fe) e altri invece aumentano (Ca, Ni, Sr), come anche il rapporto K/Ca. In corrispondenza di questa profondità è stato registrato anche un aumento della suscettività magnetica: i due parametri sembrano almeno in parte collegati anche in questo caso. Questa situazione può essere legata all’aumento della deposizione di sedimento alloctono, costituito probabilmente dei materiali rilasciati dal ghiacciaio all’inizio del disgelo e ai maggiori apporti dai rilievi che erano spogli dalla vegetazione e molto esposti all’erosione. I risultati delle analisi sono ulteriormente discussi nel capitolo 14.



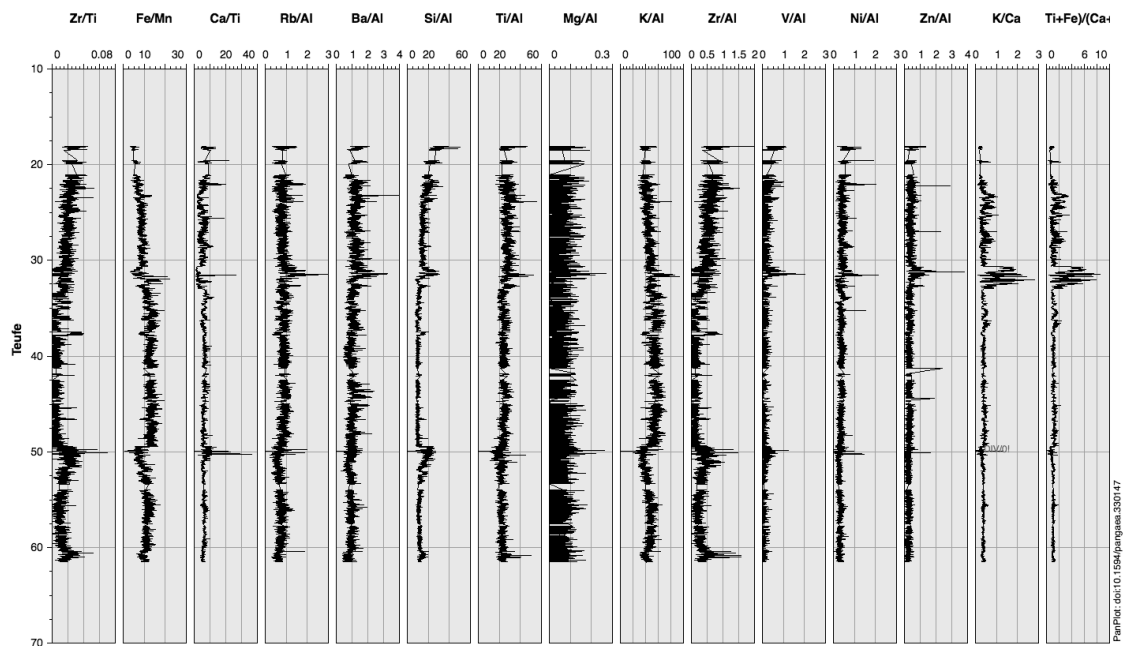


Fig.n°3: grafici illustranti gli andamenti lungo la profondità compresa tra 18 e 61.60 m della quantità degli elementi chimici principali che compongono il sedimento e dei rapporti tra alcuni di essi.

Le analisi paleomagnetiche hanno permesso di verificare l'orientazione paleomagnetica delle sezioni di sedimento (fig.n°4). E' emerso che alcune sezioni presentano un magnetismo inverso o con un segnale caotico.

In particolare, si nota che tra circa 29.50 e 44.50 m le sezioni sono quasi tutte capovolte, così come tra 49.50 e 61.50 m dove sono molto spesso anche caotiche. Queste condizioni di disturbo della sedimentazione sono riscontrabili anche nel segnale geofisico, in parte nel primo intervallo (solo tra 30.95 e 36.30 m, dove vi è il possibile fenomeno franoso avvenuto sul fondo del bacino sommerso; vedi discussione nel § 14.1) e completamente nel secondo (dove vi sono materiali alloctoni rilasciati dal ghiacciaio all'inizio del disgelo). I risultati delle analisi sono ulteriormente discussi nel capitolo 14.

depth (m)	chaotic	upside down
18.00 - 19.50		
19.50 - 21.00		
21.00 - 21.60		
21.60 - 22.20		
22.20 - 22.80		
22.80 - 23.40		
23.40 - 24.00		
24.00 - 24.60		
24.60 - 25.20		
25.20 - 25.80		
25.80 - 26.40		
26.40 - 27.00		
27.00 - 27.60		
27.60 - 28.20		
28.20 - 28.80		
28.80 - 29.40		
29.40 - 30.00		
30.00 - 30.60		
30.60 - 31.20		
31.20 - 31.80		
31.80 - 32.40		
32.40 - 33.00		
33.00 - 33.60		
33.60 - 34.20		
34.20 - 34.80		
34.80 - 35.80	top	
35.80 - 36.20		
36.20 - 36.80		
36.80 - 37.40		
37.40 - 38.00		
38.00 - 38.95	top	
38.95 - 39.90	top	
39.90 - 40.35		
40.35 - 41.80	top	
41.80 - 42.50		
42.50 - 43.45	base	
43.45 - 44.65	top	
44.65 - 44.95		
44.95 - 45.90		
45.90 - 46.85		
46.85 - 47.80		
47.80 - 48.75		
48.57 - 49.45		

depth (m)	chaotic	upside down
49.45 - 50.20		
50.20 - 51.15		
51.15 - 52.10	top	
52.10 - 54.00		
54.00 - 54.95	top	
54.95 - 55.90		
55.90 - 56.85	top	
56.85 - 57.80	top	
57.80 - 58.75		
58.75 - 59.70		
59.70 - 60.65		
60.65 - 61.60		

Fig.n°4: tabella riassuntiva delle caratteristiche paleomagnetiche delle sezioni di sedimento comprese tra 18 e 61.60 m. Sono indicate le sezioni capovolte e quelle caotiche; nei casi di caoticità è stato precisato quando questa caratteristica non coinvolgeva tutta la sezione ma solo una parte di essa (top = alto; base = basso).

4. IL CONTESTO AMBIENTALE REGIONALE: IL BACINO LARIANO

4.1 La geografia

Il Lago di Como (Lat. media 45°10' N, Long. media 9°16' E) o Lario prende il nome dalla città di Como, situata all'estremità del suo ramo occidentale su una piana alluvionale a 201 m s.l.m.. Il lago è completamente circondato da rilievi montuosi tra i quali raggiunge la massima altitudine il Monte Legnone (2.609 m s.l.m.), sopra Colico.

Il territorio montano lariano è costituito dalla fascia alpina meridionale a Nord, da un tratto meridionale delle Alpi Lepontine e dalla fascia prealpina a Sud che digrada fino alle colline e ai laghi della Brianza (Belloni, 1983 a).

Dall'alto il territorio si presenta solcato da fratture e depressioni che separano diversi sistemi di monti: le depressioni del Lario e del Ceresio, la linea Lugano-Menaggio-Bellano (linea di Menaggio), la linea della Grona, la linea di Dongo, la depressione della Valle Albano, e infine la linea del Tonale, parte della "Linea Insubrica", che separa le Prealpi lariane dalla catena principale delle Alpi e che passa per il passo di San Jorio. A Sud-Est si trova un sistema di pieghe (Grigne) che terminano in corrispondenza di una linea di fessure pedemontane, che passa per Balerna, Chiasso, Como, Albavilla, Erba, Civate, Galbiate.

Il lago attraversa in direzione Nord-Sud per circa 50 km le Alpi e le Prealpi (chiamate anche Alpi Meridionali) Lariane, dall'ingresso nel lago del fiume Adda (presso l'estremità occidentale della Valtellina) fino a Como, a W, e a Lecco, a E.

Le Alpi Lariane fanno parte delle Alpi Meridionali Lombarde e confinano a W con l'area Luganese-Varesotta e a E con le Alpi Bergamasche; esse sono separate dalla catena principale delle Alpi dal lineamento tettonico "Linea della Grona", che le delimita a N.

Le Prealpi Lariane insieme alle Prealpi Varesine, Lecchesi, Bergamasche e Bresciane costituiscono le Prealpi Lombarde.

Le Prealpi si distinguono dalle Alpi per le quote inferiori dei rilievi (inferiori a 2.000 m di quota), e per la diversa composizione litologica: nelle Prealpi affiorano formazioni di natura sedimentaria (calcari e dolomie) mentre nelle Alpi affiora il basamento cristallino. Il passaggio dalle Prealpi Lariane alla pianura non è graduale (Orombelli, 1991): in pochi chilometri si passa dagli oltre 1.000 m s.l.m. delle Prealpi alle basse quote della pianura.

Le Prealpi lariane confinano a N con le Alpi dell'Adula (nelle Alpi Lepontine) separate dal passo San Jorio, a E con le Alpi Orobie e le Prealpi Bergamasche separate dal Lago di Como, a W con

le Prealpi Varesine separate dal passo del Monte Ceneri, e infine a S si stemperano nella Pianura Padana. La vetta più alta è il Pizzo di Gino che raggiunge i 2.245 m s.l.m..

4.2 La geologia e la geomorfologia

Le Alpi Lariane costituiscono il comparto centro-occidentale delle Alpi Meridionali Lombarde e confinano a W con l'area Luganese-Varesotta e a E con le Alpi Bergamasche; esse sono separate dalla catena principale delle Alpi dal lineamento tettonico "Linea Insubrica". Questo lineamento decorre da E verso W ed è costituita da una serie di faglie orientate E-W (Linea del Tonale e Linea della Pusteria) e N NE - S SW (Linea delle Giudicarie e Linea del Canadese).

Le Alpi e le Prealpi Lariane sono costituite da due zone ben distinte in base alla loro genesi: il basamento cristallino (gneiss, micascisti, filladi e dioriti) e la copertura sedimentaria (calcari, dolomie e marne). I monti tra il Ceresio e il Lario sono costituiti da calcari selciosi (Belloni, 1983 a).

Il basamento cristallino, ad andamento E-W, costituisce l'antica crosta continentale formatasi durante il Carbonifero medio (310 milioni di anni fa). La copertura sedimentaria (fig.n°1) è risalente a un periodo compreso tra il Carbonifero superiore e il Paleogene-Neogene basale (290-65 milioni di anni fa) e le sue unità sono progressivamente più recenti procedendo verso S.

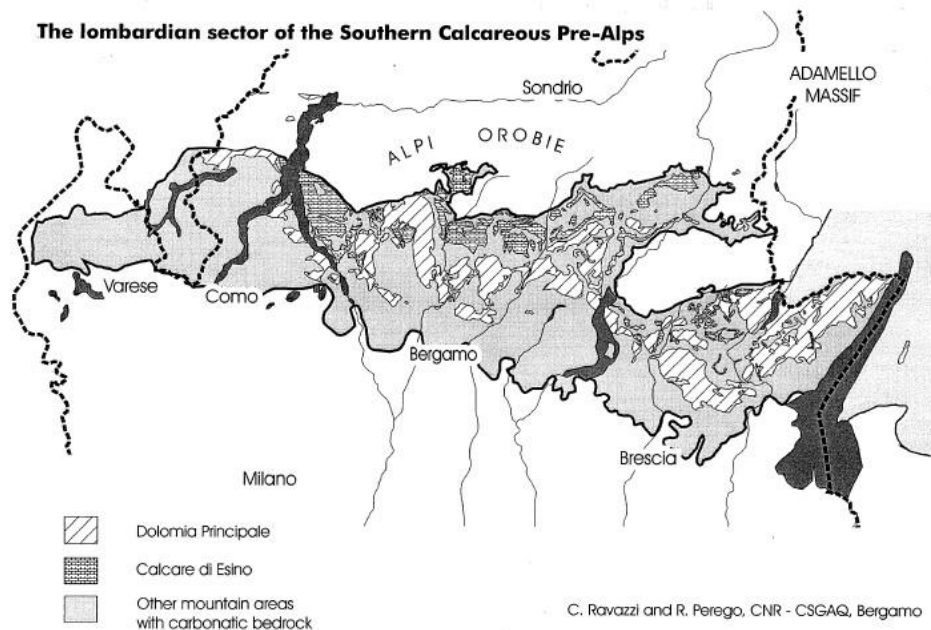


Fig.n°1: schema dei principali domini litologici delle Prealpi Calcareae Lombarde.

La parte meridionale del Lago di Como si trova nella fascia delle rocce sedimentarie del Carbonifero-Mesozoico, per circa 15 km, mentre la parte settentrionale è posta nella fascia del basamento cristallino, per circa 12 km (fig.n°2).

All'estremità meridionale del ramo di Como affiora un esteso cuneo sedimentario prevalentemente clastico, spesso 2-3 km, depositosi nel bacino di avanfossa nell'Oligocene-Miocene (Bernoulli *et al.*, 1989). Questa struttura è costituita da spessi delta sviluppati al piede dei rilievi sottomarini terziari, in corrispondenza dell'attuale fascia pedemontana situata tra il Lago Maggiore e la Brianza; in particolare, il conglomerato di Villa Olmo nella città di Como, risalente all'Oligocene inferiore, costituisce il riempimento di canyons sottomarini.

A partire dal Cattiano ebbe inizio la rapida sedimentazione nell'avanfossa sudalpina di un deposito clastico profondo conosciuto come Gonfolite o Conglomerato di Como, che oggi costituisce i rilievi di Grandate, Monte Caprino, Baradello, Monte Tre Croci, Monte Croce. Questa formazione è legata al rapido e intenso smantellamento dei rilievi alpini in fase di sollevamento. Un probabile antenato del fiume Adda raccoglieva i sedimenti erosi e li depositava, una volta sfociato nel mare, in corrispondenza della piana oggi compresa tra Como, Chiasso e Mendrisio, dando luogo a un vasto delta di mare profondo. Lo spessore massimo di questi depositi, rilevato nella zona di Como, è di circa 1.600 m.

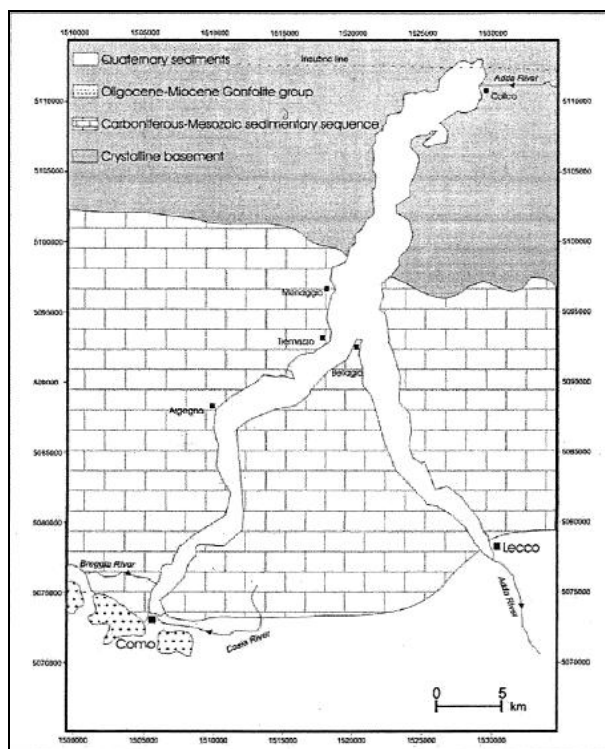


Fig.n°2: rappresentazione schematica della geologia regionale dell'area del Lago di Como, con l'indicazione dei maggiori fiumi tributari (da Fanetti, 2004)

4.3 L'evoluzione geologica e ambientale tra Pleistocene e Olocene

L'area alpina è caratterizzata da un'alta energia di rilievo, in quanto è una catena di recente formazione e i rilievi hanno fianchi ripidi e cime elevate, separate da ampie e profonde vallate. In questo ambiente geologico si sono estesi i ghiacciai del Quaternario, che divennero il principale fattore di modellamento dell'area alpina (Orombelli, 1991).

La geomorfologia dell'area lariana è infatti il risultato dell'esarazione e dell'incisione delle rocce del basamento da parte dei ghiacciai (Sacco, 1893; Nangeroni, 1940, 1969, 1972, 1974, 1976, 1980; Venzo, 1948; Pracchi, 1954; Orombelli, 1984 a, 1984 b, 1996; Bini, 1987, 1993; Michetti *et al.*, 2013). I ghiacci trasportarono a valle i detriti sparsi nel territorio e anche i detriti e i blocchi di roccia che man mano inglobavano durante il loro movimento, in seguito all'abrasione del fondo e dei fianchi rocciosi entro cui si spostavano. Il terreno morenico si depositò su ripiani e pendii lungo i fianchi delle valli nell'Alto Lario e in Val Cavargna fino a 1200-1300 m di quota, e ricoprì dossi e colline a S di Como formando cordoni morenici (Belloni, 1983 a). L'erosione glaciale ha anche formato salti di roccia dove oggi si formano cascate e orridi in corrispondenza dei torrenti, come ad esempio a Osteno e Nesso; il punto di maggior erosione è profondo 400 m e si trova tra Nesso e Argegno.

La parte più meridionale delle Prealpi non fu interamente raggiunta dai ghiacciai e presenta quindi ampi tratti a morfologia fluviale.

Nell'anfiteatro morenico del Verbano sono state individuate 13 avanzate glaciali avvenute dal Pliocene fino al Pleistocene Superiore (Bini, 2003), mentre in quello del Lario non è possibile distinguere il numero di eventi, ma solo l'età delle due fasi glaciali più antiche (Pliocene) e di quella più recente (Pleistocene Superiore). All'interno del territorio del Parco della Spina Verde sono state individuate tracce della glaciazione Mindel, la più ampia e potente, che scavalcò la catena del Sasso di Cavallasca, il Monte della Croce e il Monte del Baradello (AA.VV, 1976). Il movimento del ghiaccio ha portato allo spargimento nell'area di materiale roccioso, quali i massi erratici con prevalenza di granito "ghiandone". Il ghiacciaio durante il Riss, di proporzioni più ridotte, aggirò il rilievo della Spina Verde a ponente dalla parte di Monte Olimpino - Chiasso, e a levante dalla parte di Val Mulini - Camerlata, e la scavalcò lungo la via offerta dalla Val Fresca e dal valico di S.Fermo. Le tracce lasciate da questo evento sono rappresentate da depositi morenici costituiti da massi e blocchi frammisti a terriccio sabbioso. La colata di ghiaccio relativa all'ultimo evento glaciale, il Würm, non superò la catena, se non forse al massimo della glaciazione tramite una ristretta colata lungo la Val Fresca.

Durante il Pleistocene (2 - 0,1 Ma) si alternarono periodi a clima molto freddo (fasi glaciali) e fasi a clima più mite (fasi interglaciali).

Durante i periodi glaciali le lingue di ghiaccio scesero dalle aree montuose e si incanalarono nelle paleovalli, che assunsero la caratteristica sezione a forma di "U" in seguito all'incisione esercitata dal ghiacciaio. Durante questi avvenimenti il materiale roccioso eroso veniva inglobato nel ghiaccio. Questo materiale rimase depositato sotto forma di morene e massi erratici durante le fasi interglaciali, quando i ghiacciai si ritirarono.

Il ghiacciaio che occupava l'area lariana è denominato "Abduano" (ghiacciaio dell'Adda). Questa enorme lingua di ghiaccio scendeva dalla Valtellina e si univa a quella che percorreva la Val Chiavenna, formando così un'unica colata che scendeva verso la pianura (fig.n°3). Il ghiacciaio era suddiviso in varie lingue secondarie che si insinuavano nei principali solchi vallivi (Val Varrone, Valsassina, Valassina, Val d'Intelvi) e, in corrispondenza della zona di Bellagio, si biforcava in due rami, quello comasco e quello lecchese.

Il ramo comasco presentava diramazioni secondarie verso Chiasso, lungo la valle del Breggia, e verso la zona di Faloppio, mentre il ramo principale si spingeva verso la pianura. Nell'area pedemontana si formarono 3 lobi di ghiaccio, di Como, della Brianza e di Lecco, la cui presenza passata è testimoniata dalle arcuate colline concentriche degli anfiteatri morenici tra l'Adda e il Ticino (Orombelli, 1991).

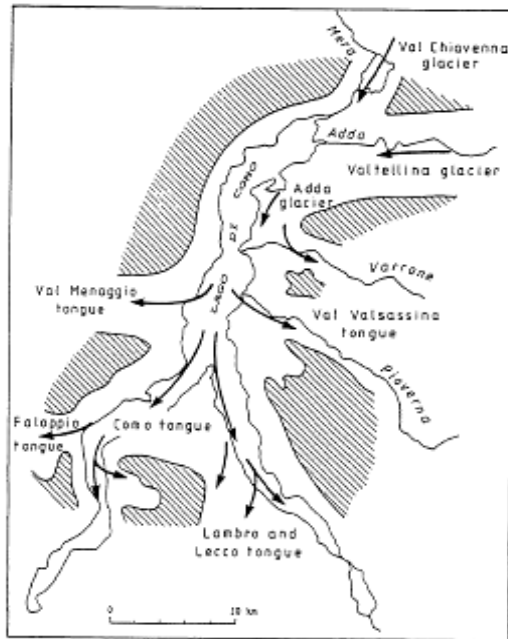


Fig. 14 Schematic map showing the Adda glacier in the central sector of Lago di Como (from GAETANI & BINI, in CITA *et al.* 1991: 210, modified)



Fig.n°3: estensione del ghiacciaio abduano con le sue diramazioni durante l’LGM (da Comerci *et al.*, 2003).

I dati presenti in letteratura indicano che l’ultimo massimo glaciale (LGM) è avvenuto sulle Alpi tra 25 000 e 20 000 cal yr BP (Orombelli, 1984; Bini *et al.*, 2001; Ivy Hochs *et al.*, 2004; Monegato *et al.*, 2007). Durante l’LGM l’area lariana era quasi completamente ricoperta dal ghiacciaio abduano (figg.n°4, 5, 7A), come risulta evidente dalle residue morfologie erosive (sezioni a “U” delle valli) e deposizionali (morene, massi erratici, depositi fluvio-glaciali di tipo *kame*). Questo periodo corrisponde con buona approssimazione al piano Würm individuato sul versante austriaco delle Alpi. E’ comunque importante considerare che le glaciazioni nelle Alpi a livello locale non furono perfettamente sincrone ed ebbero intensità molto variabili, in conseguenza alle diversità microclimatiche dovute all’esposizione dei versanti o a situazioni geografiche particolari.

L’altitudine raggiunta dal ghiacciaio al livello dell’entrata nella conca lariana era di circa 1.530 m s.l.m., mentre a Como era a quota 825 m, come si evince dalle evidenze lasciate sul Monte di Brunate (Nangeroni, 1954; Bini *et al.*, 1996). Il fronte di ghiaccio raggiunse le zone circostanti Cantù, in Brianza (fig.n°6), dove assunse la forma di lobi arrotondati delineati da anfiteatri morenici lì lasciati nel momento in cui i ghiacciai si ritirarono verso N (Bini *et al.*, 2001; Vezzoli, 2010).

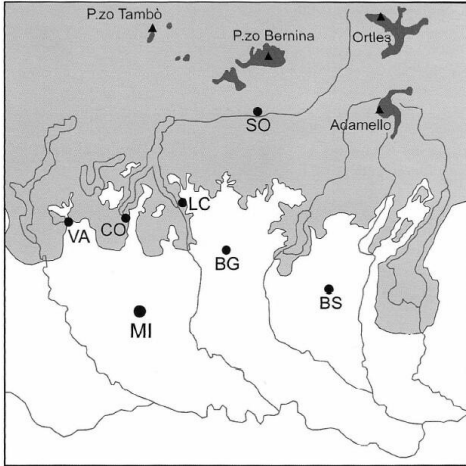


Fig.n°4: l'estensione dei ghiacciai in Lombardia durante LGM (grigio chiaro), tra 20 000 e 17 000 cal yr BP, comparata a quella dei ghiacciai attuali (grigio scuro). Da Vezzoli, 2010; modificato.

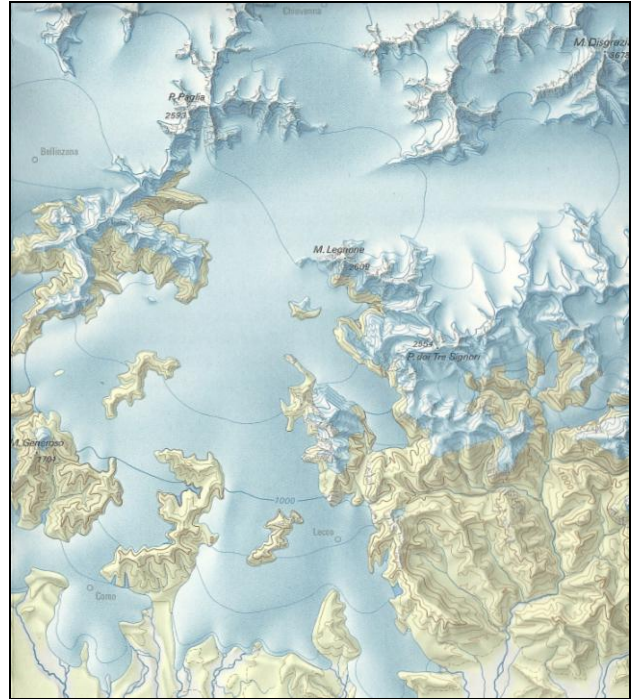


Fig.n°5: l'estensione dei ghiacciai durante LGM nell'area oggi occupata dal Lago di Como (da AA.VV., 2009; modificato).

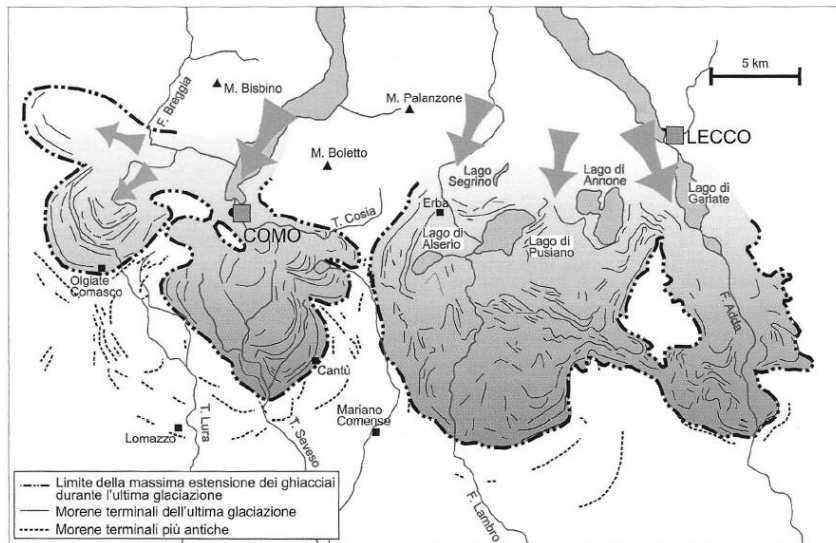


Fig.n°6: rappresentazione degli anfiteatri morenici depositi durante l'ultima glaciazione nelle aree pedemontane della Provincia di Como. Le frecce indicano le varie lingue in cui il ghiacciaio era suddiviso (da Vezzoli, 2010).

La deglaciazione, segnata dal ritiro dei ghiacciai in corrispondenza di un miglioramento climatico, ebbe luogo nel Sud delle Alpi tra 18 000 e 17 500 cal yr BP (Casadoro *et al.*, 1976; Alessio *et al.*, 1978; Niessen e Kelts, 1989; Tinner *et al.*, 1999; Wick, 2004; Finsinger *et al.*, 2006; Hofstetter, 2006; Vescovi *et al.*, 2007; Monegato *et al.*, 2007). Il riscaldamento avvenuto nelle Alpi intorno a 17 500 cal yr BP corrisponderebbe all'escursione positiva isotopica dell'ossigeno registrata tra 17 500 e 17 000 cal yr BP nel GRIP $\delta^{18}\text{O}$ delle carote estratte in Groenlandia (Bjorck *et al.*, 1998). Da quanto si evince dalla datazione radiocarbonica effettuata su S1, la deglaciazione nell'anfiteatro di Como ebbe inizio almeno circa 18 400 cal yr BP (Capelletti, 2008).

Il Tardiglaciale, cioè il periodo compreso tra il LGM e l'inizio dell'interglaciale attuale (11 500 cal yr BP), è stato caratterizzato da rapide alternanze di fasi calde e fredde, da quanto si evince dagli studi effettuati su carote di ghiaccio prelevate in Groenlandia (Bjorck *et al.*, 1998). In questo periodo si ebbero quindi fasi di avanzata e altre di arretramento del ghiacciaio, fino a che iniziò il ritiro definitivo. Durante il Tardiglaciale la morfologia glaciale è stata rimodellata ad alte quote dall'azione delle acque superficiali, dai movimenti tettonici, dai processi gravitativi dei versanti e dai ghiacci durante le fasi fredde. Durante le fasi di deglaciazione si crearono le condizioni per l'istaurarsi di un ambiente di sedimentazione glacio-lacustre, dove il fronte del ghiaccio galleggiava sull'acqua e arretrava per fusione. Questo è stato rintracciato anche nelle stratigrafie dei due sondaggi S1 (Capelletti, 2008) e S2, dove sono stati osservati depositi di argille limose, indicanti un ambiente deposizionale distale, intercalati da sabbie fini e limose, tipiche di deposizione in ambienti a maggiore energia. Nella matrice limosa si trovano immersi *dropstones*, clasti distaccatisi dai frammenti di ghiaccio che galleggiavano sulle acque. Lo spettro risultante dalle analisi Gamma Ray, effettuate sul foro del sondaggio S2 (vedi cap.3), mostra uno stile tipico di alternanze di sabbia e limo che corrisponde a questa fase di deposizione.

L'attuale piana di Como si costituì a partire dal termine dell'ultima massima avanzata glaciale (fig.n°7, riquadro A), i cui sedimenti trasportati costituiscono l'Alloformazione di Cantù, deposta durante l'Episodio di Cantù nel Pleistocene superiore (Bini, 1987).

A questo episodio seguì la Fase di Cucciago, durante la quale il ghiacciaio avanzò e raggiunse quota 800 m sul Monte di Brunate. Al termine di questa fase il ghiacciaio si ritirò formando un lago proglaciale compreso tra il fronte del ghiacciaio e le morene deposte a S della zona del Bassone (Bini, 1993); anche i laghi del Triangolo lariano si formarono in questa fase. La soglia del lago a Nord era 300 m, per cui le acque sarebbero poi defluite verso il lago a Sud dove la soglia era quella di Camerlata, a 276 m di quota.

Successivamente, durante la Fase della Cà Morta, il ghiacciaio avanzò nuovamente, erodendo e deformando i sedimenti lacustri formati in precedenza, e depositò morene nelle zone di Rebbio, Cà Morta e Bassone. Con il definitivo ritiro di questa lingua glaciale (fig.n°7, riquadro B) si originarono le pianure di Camerlata e Como e si formò un lago proglaciale di sbarramento tra il fronte del ghiacciaio e la soglia di Camerlata, a 276 m di quota, con emissario che defluiva verso S dalla soglia di Acquanegra (Castelletti e Orombelli, 1986). Il lago si trovava quindi in questa fase 70 m più in alto dell'attuale. Un altro lago proglaciale si formò nella piana di Chiasso alla quota di 300 m s.l.m.. I due laghi proglaciali erano collegati tra loro e, in particolare, le acque del "lago proglaciale di Chiasso" defluivano verso "il lago proglaciale di Como"; in questo periodo il tasso di sedimentazione era estremamente elevato poiché vi era apporto di sedimenti dai fiumi proglaciali e dal ghiacciaio stesso. Durante il ritiro del ghiacciaio, proprio sul fronte, si formarono alcuni delta proglaciali; ne sono testimonianza, in zona Cernobbio, il delta di Maslianico e i dossi di Bontà e del Manicomio (Bini, 1993). In questo periodo il lago era probabilmente profondo circa 10 m, trasparente e oligotrofo, quindi adatto allo sviluppo di comunità planctoniche, come emerso dalle preliminari analisi qualitative sulle diatomee fossili, condotte su S1 dalla dott.ssa Bettinetti – Università dell'Insubria (Capelletti, 2008; vedi cap.2). Con il proseguimento del ritiro del ghiacciaio i due laghi proglaciali si espansero e si unirono in un lago proglaciale a 270 m di quota (fig.n°7, riquadro C); in questo periodo si depositarono limi e argille inorganiche. Anche al termine dell'attuale Ramo di Lecco si formò un lago proglaciale sbarrato dal fronte del ghiacciaio (fig.n°7, riquadro D), a una quota inferiore (220 m) rispetto a quella del lago proglaciale di Como, come testimoniano lembi di terrazzo e depositi di argille lacustri (Nangeroni, 1972).

L'ultima fase, denominata Fase di Tremezzo, fu caratterizzata dalla presenza di un ghiacciaio stazionario a centro lago tra Tremezzo e Bellaggio, e dal suo successivo ulteriore ritiro (Bini, 1987). Quando il fronte del ghiacciaio arretrò fino a Bellagio (fig.n°7, riquadro E) le acque del ramo di Como si riversarono in quello di Lecco. Si arrivò quindi alla formazione di un unico lago costituito dai rami di Como e Lecco a una quota di circa 210 m s.l.m. (altitudine dalla zona di Lecco), paragonabile a quella attuale che è di 198 m (Comerci *et al.*, 2007). In seguito a questo evento emersero la piana di Camerlata e parzialmente quella di Como, mentre le acque cominciarono a fuoriuscire dal lago solo dalla valle del Fiume Adda.

In base ai dati paleobotanici emersi dalle analisi del sondaggio S1 (vedi cap.2) circa 18 400 cal yr BP l'area di Como era già libera dal ghiacciaio e almeno parzialmente rifeestata. A partire da questo periodo sopra ai sedimenti glaciolacustri andarono a depositarsi in ambiente palustre-lacustre limi via via sempre più ricchi di materia organica risalendo verso i livelli più recenti.

Altre testimonianze botaniche sono costituite da un legno ritrovato presso Via Valleggio, a 209 m s.l.m., risalente a 16 500 cal yr BP (Comerci *et al.*, 2007). Inoltre, un frammento ligneo rinvenuto nel corso di un sondaggio effettuato presso S.Abbondio è risultato risalire a circa 15 900 cal yr BP (Capelletti, 2004; Comerci, 2004). Testimonianze paleobotaniche di epoche successive, in particolare di 13 500 cal yr BP, ci provengono da un legno di *Picea/Larix*, campionato presso la chiesa di S.Abbondio (Castelletti e Orombelli, 1986). La vegetazione con prevalenza di *Betula*, *Juniperus* e *Pinus* ricostruita dagli studi palinologici sui sedimenti del sondaggio di S.Abbondio sopra nominato è del tutto analoga a quella che emerge dalle analisi sui macroresti di S1 datati circa 15 000 cal yr BP (Capelletti, 2004, 2008; vedi § 2.3).

Dopo lo scioglimento dei ghiacci rimasero scoperte delle valli sospese, ad altitudini maggiori rispetto al livello del lago, come ad esempio la Val d'Intelvi, la cui sella di S.Fedele si trova a 700 m sopra al livello del Lario. Inoltre, in seguito alla deglaciazione emerse l'Isola Comacina, costituita da un "drumlin", dosso roccioso a forma di ellissoide modellato dall'erosione glaciale (Belloni, 1983 a).

I detriti alluvionali trasportati da fiumi e torrenti postglaciali causarono la formazione di laghi minori di sbarramento torrentizio a Nord e Sud del Lario, separati da coni di deiezione o da materiale alluvionale (Belloni, 1983 a).

Durante l'Olocene la piana di Como fu occupata a lungo da un bacino di acqua bassa con sviluppo di vegetazione palustre, a quota 198 m (fig.n°7, riquadro F), in seguito progressivamente colmato dagli apporti alluvionali del Torrente Cosia e del Torrente Valduce. L'intervento antropico ha successivamente portato, attraverso incendi e disboscamenti, ad un aumento dei sedimenti alluvionali trasportati dal torrente. Al riempimento della piana hanno contribuito anche i detriti di versante e i depositi di conoide dei corsi d'acqua provenienti dai rilievi montuosi circostanti. Il paesaggio è stato poi ampiamente modellato dalle attività dell'uomo, tipicamente il disboscamento per spazi agricoli, di allevamento, di insediamenti abitativi e produttivi.

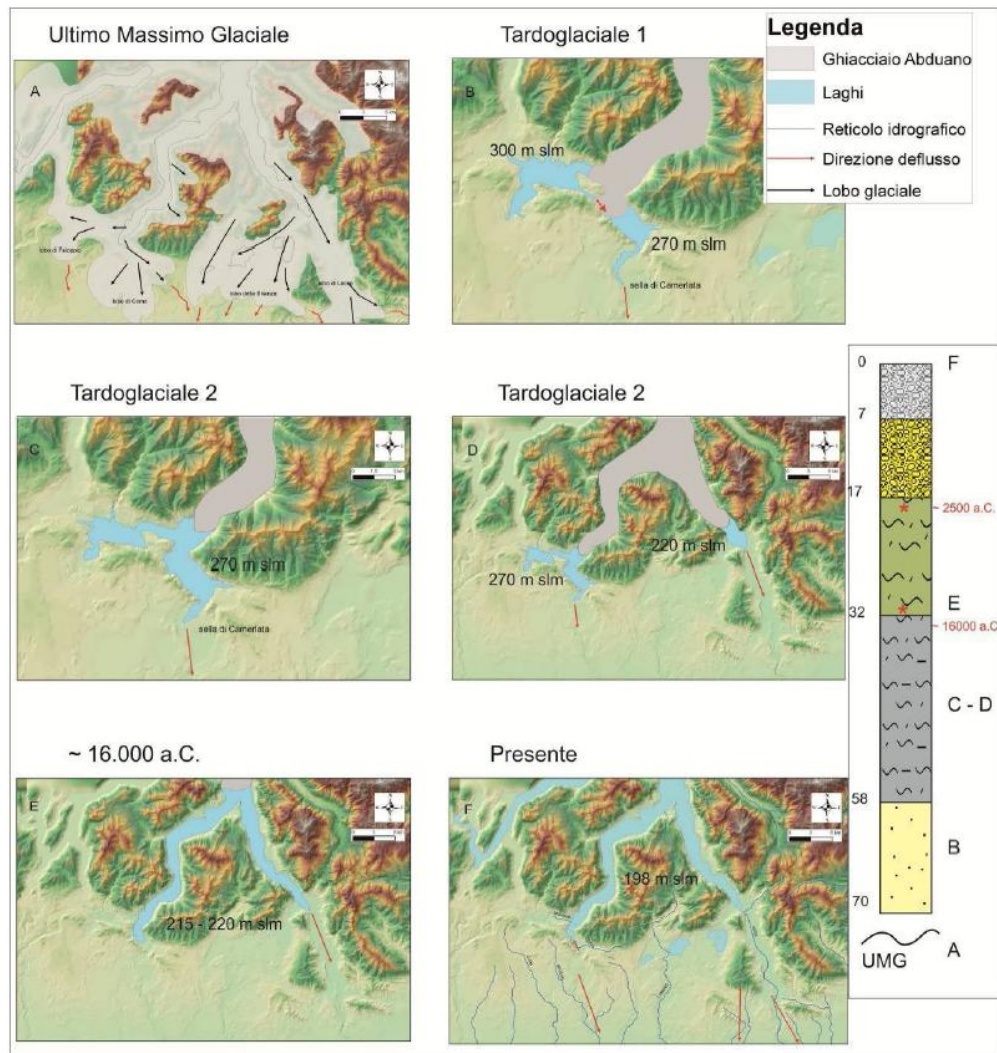


Fig.n°7: evoluzione ambientale della conca di Como a partire dall'Ultimo Massimo Glaciale (vedere testo per dettagli. Da Ferrario, 2013; inedito).

4.4 L'idrografia

Il Lago di Como è il lago più profondo d'Italia (410 m ad Argegno) ed il terzo per estensione (146 km²) e volume (23.372 km³) (Buzzi et al., 1998).

Il lago è suddivisibile in tre bacini: l'Alto Lago (bacino settentrionale), il ramo di Como (bacino occidentale) e il ramo di Lecco (bacino orientale).

Il ramo di Lecco è caratterizzato da un fondale abbastanza regolare a differenza di quello dell'Alto Lago e del ramo di Como, che presentano scarpate subacquee ripide (Capelletti, 2008). In prossimità di Bellagio si trova una scarpata dove la profondità passa da 280 a 140 m, poi proseguendo verso Sud nel ramo di Como le profondità variano tra 350 e 400 m, fino ad arrivare

a 410 m in corrispondenza di Argegno; da qui il fondale risale lentamente fino a Como dove raggiunge 199 m s.l.m.

L'irregolarità del fondale del ramo di Como è probabilmente dovuta alla presenza della "Dolomia Principale", formazione geologica che ha resistito alle erosioni fluviale e glaciale, data la sua struttura molto compatta (Nangeroni, 1956; Salvadè et al., 1997).

Si nota che la morfologia del fondale influenza i tempi di residenza effettivi delle acque vedi tab. 6 che nel Lago di Como sono particolarmente elevati (da 8,3 a 30 anni).

Nel Lario affluiscono 37 corsi d'acqua, tra cui il più importante è l'Adda (fig.n°8), seguito dal Mera. Il fiume Adda, lungo 313 km, nasce presso il Pizzo del Ferro a 2.150 m s.l.m., attraversa la Valtellina e sbocca nel lago di Como a circa 200 m s.l.m.. L'Adda è l'unico emissario del lago e le sue acque defluiscono dall'estremità meridionale del ramo di Lecco; a valle della rapida di Lecco, tra i laghetti di Garlate e Olginate, è stata costruita un'opera di regolazione del flusso delle acque che è operativo dal 1946. Il fiume, dopo aver attraversato i territori delle Province di Como, Lecco, Milano, Bergamo, Lodi e Cremona, confluisce nel Po a circa 35 m s.l.m..

L'enorme bacino imbrifero del Lago di Como (figg.n°8,9) è ampio ben 4.508 km² e si estende nella parte nord-occidentale della Regione Lombardia (Province di Como e Sondrio) e in misura minore nei territori del Canton Ticino e del Cantone dei Grigioni, in Svizzera (Salvadè e Gerosa, 1997; Comerci, 2004).

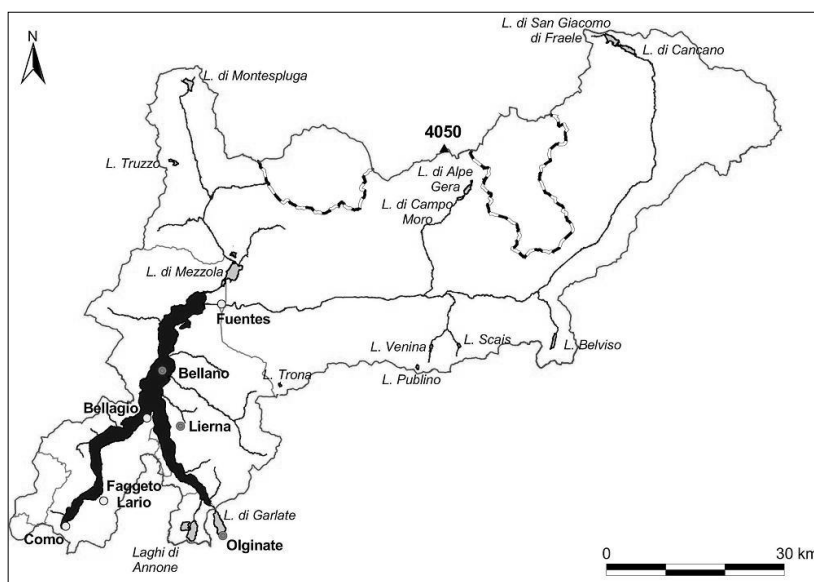


Fig.n°8: il bacino idrografico dei corsi d'acqua immissari del Lago di Como. Linea tratteggiata: confine di Stato Italia-Svizzera (fonte: ISPRA).

CARATTERISTICHE DEL BACINO DELL'ADDA E DEL LAGO DI COMO				
Lunghezza del Fiume Adda		km	313	
Superficie totale del bacino imbrifero		km ²	7959	
Altitudine massima nel bacino		m	4049 (Pizzo Bernina)	
Province			Como, Lecco, Milano, Bergamo, Lodi, Cremona	
LAGO DI COMO	Superficie		km ²	145
	Profondità massima		m	410 (tra Argegno e Nesso)
	Profondità media		m	161
	Superficie del bacino imbrifero alla diga di Olginate		km ²	4522
	Rapporto tra superficie del bacino e superficie del lago			31,34
	Sviluppo perimetrale		km	170
	Quota media		m s.l.m.	198
	Province			Como, Lecco, Sondrio, Canton Grigioni (Svizzera), Canton Ticino (Svizzera)
	Immissari			Adda, Mera, Liro, Albano, Senagra, Telo, Breggia, Cosia, Varrone, Pioverna, Meria, Rio Torto
	Emissari			Adda
	Volume		m ³ x10 ⁶	23372
	Tempo teorico di ricambio		anni	4,5
	Tempo di residenza (bacino occidentale)		anni	8,3 - 30
	Tempo di residenza (bacino orientale)		anni	3,6 - 6,4
Tempo di residenza (bacino settentrionale)		anni	5,6 - 8,7	
Tempo di residenza (lago intero)		anni	8,0 - 10,0	

Fig.n°9: tabella riportante le principali caratteristiche del bacino imbrifero del fiume Adda e del Lago di Como (da Morselli, 2006).

4.5 Il clima

Il clima lombardo (fig.n°10) è di tipo continentale, ma in prossimità del lago, costituito da una notevole massa d'acqua, il clima è mitigato e risulta quindi temperato umido, definito "subatlantico" (Belloni, 1983 a). La presenza del lago influenza il clima anche perché costituisce una grande quantità d'acqua disponibile per l'evaporazione e le precipitazioni, il che contribuisce anche ad accentuare i regimi di brezza. Le fasce collinari che circondano i bassi versanti dei laghi prealpini (Lago d'Orta, Lago Maggiore, Lago di Lugano, Lago di Como, Lago d'Iseo, Lago d'Idro e Lago di Garda) hanno in comune un'impronta quasi mediterranea nonostante manchino di diretta connessione con la regione mediterranea. I laghi costituiscono delle "isole" in cui il clima è mitigato dalle acque e in cui le estati sono asciutte a E e umide a W. Queste aree sono caratterizzate da bassa nebulosità e da uno scarso numero di giorni di gelo, condizioni determinate dall'influenza dei laghi che si manifesta non solo lungo le rive, ma anche nelle valli (AA.VV., 1987; Giacomini, 1958); inoltre, il clima è caratterizzato da precipitazioni elevate e

distribuite nel corso dell'anno e da escursioni termiche contenute (Belloni, 1983 a). La vegetazione segue queste peculiarità climatiche: infatti, intorno ai laghi si trovano aree con vegetazione spiccatamente termofila di impronta mediterranea, accentuata in modo particolare lungo il Lago di Garda.

Le temperature sono piuttosto uniformi e regolari e variano soprattutto in funzione dell'altitudine, con una diminuzione di 0,5 °C salendo di 100 m.

Le massime temperature minime sono registrate nel mese di Gennaio, le massime in Luglio, in cui si verificano le più elevate escursioni termiche nell'arco dell'anno.

Le aree rivierasche e la fascia geografica che collega Lecco a Como e a Cantù godono di inverni miti, con temperature medie a Gennaio superiori a 3 °C, ed estati molto calde, caratterizzate da temperature medie di Luglio superiori a 22 °C; in queste zone le temperature medie annue sono solitamente superiori a 12 °C.

Climi temperati freddi (boreali) caratterizzati da inverni rigidi con temperature medie di Gennaio inferiori a - 3 °C sono limitati alle montagne a NW e NE, mentre quelli freddi con temperature sempre inferiore a 10 °C sono assenti.

Le precipitazioni sono abbondanti in tutta la provincia, con medie annue ovunque superiori ai 1.200 mm/anno) e due massimi stagionali, uno primaverile - estivo (giugno) ed uno autunnale (ottobre e novembre). La fascia altimetrica più piovosa è compresa tra i 400 - 500 m e gli 800 - 900 m.

In genere la piovosità diminuisce da N verso S e da W verso E; le zone maggiormente piovose (più di 1.800 mm/anno) sono quelle nordoccidentali, la Val d'Intelvi e il Triangolo Lariano.

Le precipitazioni nevose sono regolate dalla temperatura e dall'umidità; lungo la fascia rivierasca sono scarse, mentre sono abbondanti lungo i versanti solatii delle aree più interne collinari e montuose (Belloni, 1983 a).

Nel bacino lariano spirano cinque venti. Il Ventun è un vento freddo e irregolare che proviene da Nord, il Tivan, vento fresco, spira da N-W, mentre il Menasin soffia da S-W. La Breva, vento leggero da Sud, è costante da Febbraio a Settembre nelle giornate belle, e costituisce la brezza di lago. Infine, il Favonio, caldo e secco, soffia in inverno o primavera e proviene da N, in particolare dall'altopiano svizzero, da cui viene richiamato dalla depressione che staziona sulla Pianura Padana.

parametro	valore	gg. / decade / mese
Temperatura minima	-10,6°C	6 febbraio
Temperatura massima	+35,6°C	21 agosto
Temperatura min media decadale	-6,9°C	1a decade febbraio
Temperatura max media decadale	+31,9°C	2a decade agosto
Decade più fredda (temp. media)	-3,0°C	1a decade febbraio
Decade più calda (temp. media)	+25,8°C	2a decade agosto
Temperatura minima media mensile	+2,4°C	febbraio
Temperatura massima media mensile	+25,1°C	agosto
n° giorni di gelo	53 gg	
n° giorni di ghiaccio	7 gg	1-2-3-4-5-6-12/2
Precipitazione massima in 24 ore	71,1 mm	21 maggio
Decade più piovosa	176,5 mm	3a decade novembre
Mese più piovoso	336,1 mm	novembre
Totale pluviometrico annuale	1505,9 mm	
n° giorni con pioggia > 1 mm.	88 gg	
n° giorni con neve	9 gg	28-29-31/1, 1-2/2, 7-13-14-15/12
cm. di neve cumulati	40 cm	
n° giorni con temporali	31 gg	
n° giorni con nebbia	4 gg	
n° giorni con foehn	29 gg	

Fig.n°10: tabella illustrante gli estremi assoluti di temperature, precipitazioni e venti relativi all'anno 2012, come registrati dall'Osservatorio Meteorologico di Monteolimpino (fonte: www.meteocomo.it).

4.6 La vegetazione

Il territorio del bacino lariano si estende dalle zone dell'alta Pianura Padana fino ai rilievi che circondano il lago ed è quindi caratterizzato da un'estrema variabilità di quote e quindi di clima (temperatura, umidità...). Per questo motivo la vegetazione che ricopre il territorio circostante il lago presenta un'enorme varietà di fitocenosi, adattate a condizioni climatiche che passano dal clima mediterraneo, a quello temperato, a quello alpino (AA.VV., 1995).

Alla grande variabilità del fattore climatico si aggiunge quella del fattore edafico del substrato geologico, in quanto il territorio lariano è composto dal basamento metamorfico - siliceo a Nord e da quello sedimentario - carbonatico a Sud.

A livello generale sono state definite delle fasce vegetazionali che si trovano nella Regione Medioeuropea (fig.n°11), che comprende le Alpi, la Pianura Padana e il versante settentrionale

dell'Appennino dalla Liguria alla Romagna; questa zona è caratterizzata da un clima temperato con foreste di conifere e latifoglie a vegetazione estiva.

Ambiente ecologico	Temperatura media (°C)	Tipo di vegetazione	Fascia di vegetazione
Cacuminale	- 5	Popolamenti discontinui a licheni	Nivale
Alpino	1	Tappeti erbosi a tundra	Alpica
Subalpino	4	Foreste sempreverdi di aghifoglie con ericacee	Boreale
Montano	8	Foresta caducifoglia con dominanza di faggio	Subatlantica
Collino-planiziale	11-13	Foresta caducifoglia mista con dominanza di querce	Medioeuropea

Fig.n°11: tabella illustrante gli ambienti ecologici che si riscontrano nella Regione Medioeuropea, con le corrispondenti fasce di vegetazione (Pignatti, 1979; modificato).

In base all'altimetria è possibile anche definire degli orizzonti (fig.n°12), al quale corrispondono fitocenosi caratterizzanti, come di seguito schematizzato (Giacomini e Arietti, 1943; Giacomini, 1958; modificato). Il quadro della vegetazione è qui riferito alla provincia alpina, che si trova nella regione Medioeuropea; la provincia alpina in Italia costituita da: distretto alpino propriamente detto (Alpi e Prealpi); distretto insubrico-euganeo (fascia collinare lombarda ed euganea); distretto monferrino-langhiano (zona collinare piemontese meridionale); distretto padano (pianura padano-veneta).

piano	vegetazione	orizzonte	specie caratterizzanti
Culminale	Ipsofila	Nivale delle tallofite	Pulvini pionieri (vegetazione a cuscinetto), muschi, licheni, alghe
		Alto-alpino delle zolle pioniere	Curvuleti e saliceti nani
		Alpino dei pascoli	Festuceti, nardeti e seslerieti-sempervireti
		Subalpino degli arbusti contorti	Rododendri e pino montano
Montano	Orofila	Montano superiore delle aghifoglie	Abete rosso e larice
		Montano inferiore delle latifoglie sciafile	Faggio
Basale	Pedemontana	Submontano delle latifoglie eliofile	Querce caducifoglie e castagno
		Submediterraneo delle sclerofille	Leccio e olivo

Fig.n°12: tabella riportante gli orizzonti vegetazionali con le relative specie caratterizzanti.

Ogni contingente floristico è caratterizzato da una particolare distribuzione geografica che può essere così schematizzare:

- 1- contingente endemico: specie ad areale ristretto e tipiche di territori limitati, come gli ambienti sommitali e le praterie dei rilievi calcarei;
- 2- contingente artico-alpino: specie di tundra di alte latitudini, presenti nelle zone ad alta quota (vallette nivali, torbiere, zolle erbose pioniere);
- 3- contingente boreale: cespuglieti dell'orizzonte subalpino e foreste di conifere con ericacee, tipici delle zone temperate fredde dell'Eurasia e del Nord America con vegetazione a taiga;
- 4- contingente orofitico europeo: specie da portano una forte caratterizzazione alla vegetazione alpina e prealpina, proprio degli ambienti di montagna nell'Europa centro-meridionale;
- 5- contingente europeo, eurasiatico e paleo temperato: flora dei boschi di latifoglie submontani a querce, carpini, castagni;
- 6- contingente atlantico e subatlantico: brughiere dell'Alta Pianura e boschi acidofili di latifoglie, submontani (castagneti e querceti) e montani (faggete), tipici delle zone dell'Europa occidentale a clima temperato molto umido (oceanico);
- 7- contingente mediterraneo e sub mediterraneo: specie di climi caldi che vivono nei boschi termofili affacciati sul Lario; costituiscono estese vegetazioni submediterranee come i boschi submontani termofili della zona provinciale calcarea (orno-ostrieti e querceti a roverella);
- 8- contingente cosmopolita e sub cosmopolita: specie largamente diffuse, come ad esempio le felci, legate soprattutto all'attività antropica che favorisce la loro espansione in tutti gli ambienti.

4.6.1 L'orizzonte submontano delle latifoglie eliofile

La pianura alluvionale che si estende tra le colline insubriche e i primi rilievi appenninici durante l'Olocene era occupata quasi interamente da boschi di latifoglie interrotti da vaste zone acquitrinose. Seguirono riduzioni progressive già del Neolitico e attualmente rimangono solo pochi relitti collocati principalmente lungo i grandi fiumi: Ticino, Adda, Oglio, Mincio e Po (AA.VV., 1987; Bracco e Marchiori, 2001).

La fitocenosi originaria di latifoglie più importante in Pianura Padana è quella del querceto misto, costituito dalla farnia (*Quercus robur*) affiancato dal carpino bianco (*Carpinus betulus*) o dall'olmo campestre (*Ulmus minor*), insieme ad altre specie secondarie. La farnia e il carpino bianco si associano su suoli alluvionali ben sviluppati e fertili, dove la falda è profonda e vi è buona disponibilità d'acqua durante l'anno. La farnia e l'olmo campestre, invece, danno luogo a

querco-ulmeti in stazioni caratterizzate da una maggior presenza d'acqua in cui la falda è piuttosto superficiale, e che talora sono soggette a inondazioni. Il querco-ulmeto, strettamente legato al dinamismo superficiale di alvei e sponde, viene considerato uno stadio intermedio tra la vegetazione palustre, le boscaglie a salice bianco (*Salix alba*) e il querco-carpineto, che costituisce la fase finale (AA.VV., 1987; Pignatti, 1998).

Le altre specie arboree che si stanziano all'interno del querceto misto sono principalmente l'acero campestre (*Acer campestre*), il frassino maggiore (*Fraxinus excelsior*), il ciliegio selvatico (*Prunus avium*), il prugnolo (*Prunus spinosa*), il tiglio (*Tilia cordata*). Da notare è la presenza massiccia della robinia (*Robinia pseudoacacia*) nei boschi misti: questa specie, di origine nord-americana, colonizza rapidamente le superfici liberatasi in seguito ai tagli di altre piante, e spesso soppianta del tutto o in buona parte le altre latifoglie.

Lo strato arbustivo è composto perlopiù da nocciolo (*Corylus avellana*), biancospino (*Crataegus monogyna*), corniolo (*Cornus mas*), edera (*Hedera helix*), con anche liane di caprifoglio (*Lonicera caprifolium*) e vitalba (*Clematis vitalba*).

Lo strato erbaceo presenta numerose specie, tra cui l'anemone (*Anemone nemorosa*) e il mughetto (*Convallaria majalis*).

La copertura forestale della Pianura Padana è attualmente ridotta e frammentata, per cui l'associazione vegetale potenziale, cioè il querco-carpineto, è relitta in boschi di estensione limitata e in numero ridotto (Bracco e Marchiori, 2001). Inoltre, alcuni boschi planiziali hanno subito l'introduzione e la rapida diffusione di alcune specie alloctone, che di frequente causano problemi di gestione e contenimento della loro espansione e competono con quelle autoctone. La gestione dei querco-carpineti è particolarmente problematica, ma necessaria per conservare questo interessantissimo biotopo (Del Favero *et al.*, 1990). Sembra sconsigliabile abbandonare questi boschi all'evoluzione naturale, in quanto questo processo porterebbe alla scomparsa della farnia. Infatti, sono sempre presenti plantule di questa specie, ma si è notato che quasi la totalità di esse difficilmente supera i 2-3 anni di vita, impedendo così la rigenerazione e la continuità di questo *taxon*. Tutto questo pare legato all'abbassamento della falda freatica dovuto alle bonifiche, alla mancanza di luce e agli interventi di natura antropica, come il sentieramento e l'asportazione degli strati superficiali del suolo utilizzati come terra da giardino.

Su terrazzamenti ciottolosi e dilavati, con suoli acidi, argillosi e poveri di sostanza organica, si sviluppa la brughiera pedemontana, caratterizzata dal brugo (*Calluna vulgaris*). A questa specie dominante si aggiungono spesso ginestre dei carbonai (*Cytisus scoparius*), betulle (*Betula pendula*), pini silvestri (*Pinus sylvestris*), felci aquiline (*Pteridium aquilinum*) e robinie (*Robinia pseudoacacia*) (Giacomini, 1958). Se non intervengono elementi di disturbo come il fuoco, la

brughiera evolve verso il bosco (AA.VV, 1987). Dapprima compaiono specie poco esigenti come la betulla e il pioppo tremulo (*Populus tremula*) e successivamente la roverella (*Quercus pubescens*) e la rovere (*Quercus petraea*).

Nelle immediate vicinanze degli alvei fluviali, in ambienti con falda molto superficiale, vi sono le foreste ripariali soggette a periodica immersione, costituite prevalentemente da salici bianchi, pioppi neri (*Populus nigra*) e bianchi (*Populus alba*) e ontani neri (*Alnus glutinosa*).

A quote superiori, tra 200 e 800 m circa, le pendici ripide rivolte a mezzogiorno sono ricoperte da boschi di roverella, carpino nero (*Ostrya carpinifolia*), orniello (*Fraxinus ornus*), nocciolo e biancospino e talvolta la rovere. La roverella è una specie termofila che privilegia i pendii più caldi e asciutti delle prime alture che circondano la Pianura Padana.

Sui versanti più declivi con microclima fresco, tra circa 500 e 800 m di altitudine, si sviluppano i castagneti, con sottobosco costituito tipicamente dalle felci aquiline (Belloni, 1983 a). Il castagno (*Castanea sativa*), specie mesofila, predilige terreni freschi e profondi, decalcificati o silicei, oppure suoli ferrettizzati su substrati calcarei. Questo albero si sviluppa sui versanti volti a mezzogiorno, caldi asciutti e luminosi, rifugge i pendii più bassi troppo aridi e si installa a non meno di 200 m di quota lungo gli impluvi freschi e protetti, mentre nei versanti settentrionali può scendere fino a fondovalle. In genere il castagno tende comunque a salire più in alto rispetto alla farnia in conseguenza alle proprie esigenze climatiche, ma può anche presentarsi a un livello sottostante per assecondare le esigenze edafiche. Infatti, nelle Prealpi calcaree prediligono le stazioni con suoli ferrettizzati, che si trovano a quote inferiori rispetto ai pendii rupestri denudati dove le querce tendono di conseguenza a risalire (Giacomini, 1958).

Talvolta si presentano boschi quasi puri di betulla, che costituiscono uno stadio dinamico transitorio, destinato a evolversi a castagneto o querceto (AA.VV., 1995).

4.6.2 La vegetazione collinare insubrica

Come già descritto nel § 4.5, le fasce collinari che circondano i bassi versanti dei laghi prealpini, incluse nel cosiddetto “distretto insubrico” (Giacomini, 1958), sono caratterizzate da un clima particolarmente mite non solo lungo le rive, ma anche nelle valli. Queste condizioni climatiche rendono possibile lo sviluppo di una vegetazione peculiare che spesso comprende anche la diffusione spontanea di specie mediterranee, spiccatamente termofile, come ad esempio roverella, carpino nero, orniello, leccio (*Quercus ilex*), rosmarino (*Rosmarinus officinalis*), cipresso (*Cupressus sempervirens*), ulivo (*Olea europea*), camelia (*Camelia japonica*), azalea (specie coltivate del genere *Rhododendron*) e magnolia (*Magnolia grandiflora*). Questo tipo di

vegetazione si esprime in modo particolare lungo le sponde del Lago di Garda, dove si trovano estese formazioni a macchia con leccio, terebinto (*Pistacia terebinthus*), bosso (*Buxus sempervirens*) e bagolaro (*Celtis australis*). In alcune zone più riparate e umide cresce persino una vegetazione tropicale e subtropicale, rappresentata da azalee, cactus (*Cactaceae*), felci arboree, palme (*Arecaceae*) e aranci (*Citrus x sinensis*).

In particolare, secondo Oberdorfer (1964) si possono distinguere due complessi di vegetazione (fig.n°13). Il primo complesso è quello della vegetazione “insubrica”, con latifoglie mesofile del distretto alpino, composto da specie legate al clima continentale per il 74% e da specie legate al clima mediterraneo per il 14%. Il secondo complesso è quello “sub-mediterraneo” con boschi di roverella, carpino nero e orniello, composto da specie sub-mediterranee per il 64% e da specie euroasiatiche per il 34%.

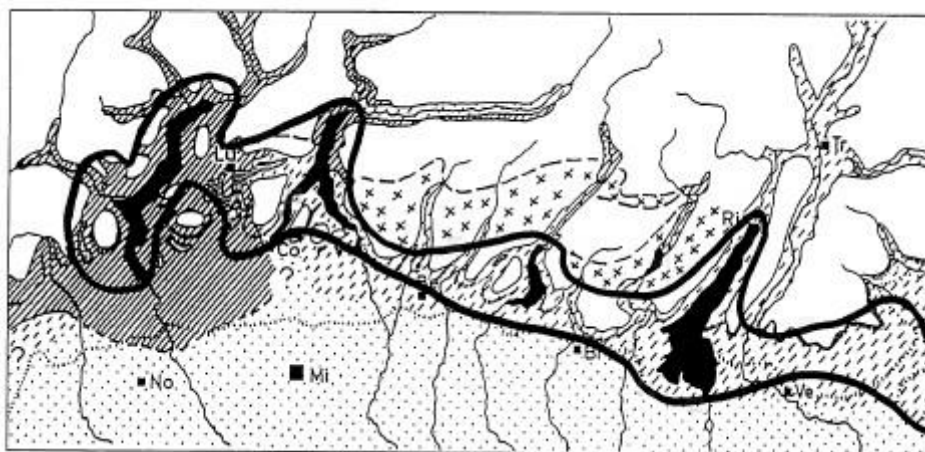


Fig.n°13: la distribuzione attuale della fascia a vegetazione “insubrica” (barrato obliquo) e “sub-mediterranea” (trattini obliqui) secondo Oberdorfer (1964) nelle Prealpi. Con la linea nera è evidenziato il limite del “distretto insubrico” definito da Giacomini (1958). Le crocette evidenziano le porzioni delle Prealpi Lombarde che risultano escluse dall’Insubria sia secondo Oberdorfer che secondo Giacomini e Fenaroli (da Oberdorfer, 1964; modificato).

I due tipi di vegetazione trovano corrispondenza geografica osservando la localizzazione dei substrati calcareo e siliceo e della distribuzione delle precipitazioni annuali (fig.n°14). In particolare, si è notato (Berger e Walther, 2006) che nell’area che comprende il Ticino e le Prealpi Lombarde, dove il substrato è calcareo (fig.n°14 a), si sviluppano le sclerofille, cioè specie sub-mediterranee e mediterranee (leccio accompagnato da fillirea, biancospino, roverella) capaci di vivere in un ambiente ad alto rischio di stress idrico (fig.n°15): su substrati calcarei i

terreni presentano una capacità di stoccaggio di acqua abbastanza bassa (Blaser, 1973). E' questa la cosiddetta vegetazione "sub-mediterranea".

Nelle aree dove invece il substrato è prevalentemente siliceo e le precipitazioni sono alte (fig.n°14 b), come intorno al Lago Maggiore, si diffondono maggiormente le laurofile, come agrifoglio, bosso, lauroceraso, tasso e pungitopo (fig.n°15). In queste aree l'umificazione della sostanza organica è relativamente lento e consente l'accumulo di uno strato spesso di humus. Questa è la vegetazione "insubrica".

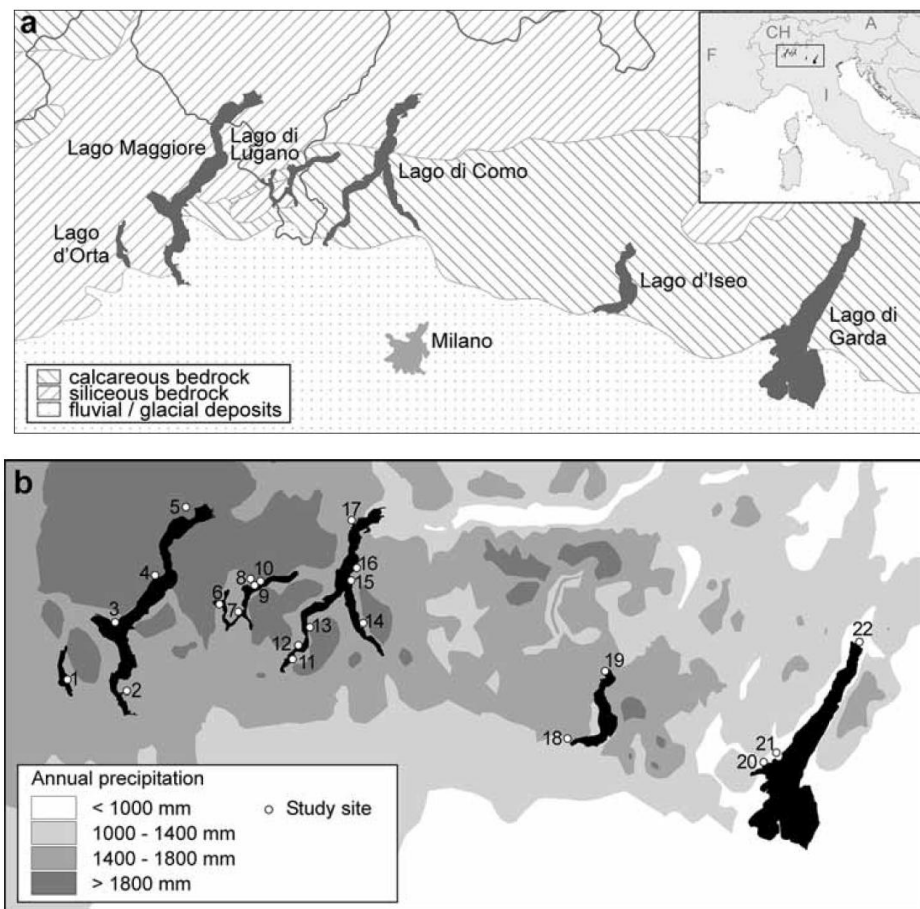


Fig.n°14: quadro d'insieme dell'area di studio dei Laghi insubrici ("distretto insubrico" definito da Giacomini, 1958) considerata da Berger e Walther (2006) con le informazioni sul substrato (a), sulla collocazione dei siti indagati (b) e sulle precipitazioni annuali (b) (Berger e Walther, 2006).

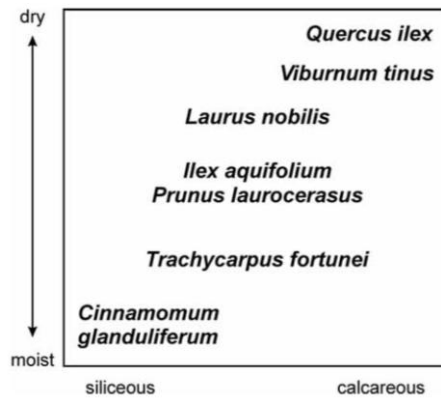


Fig.n°15: ecogramma rappresentante le specie considerate nello studio che ha indagato il gradiente regionale delle precipitazioni e le relazioni tra il substrato (siliceo/indifferente/calcareo) nell'area dei Laghi insubrici (Berger e Walther, 2006).

Incentrandosi sul Lago di Como (fig.n°16), la sponda occidentale del ramo di Como è caratterizzata dalla presenza dell'ulivo, che oggi vegeta rigoglioso in coltivazioni per la produzione di olio nell'area fronteggiante l'Isola Comacina (comune di Ossuccio), chiamata "Zoca de l'oli" (conca dell'olio) proprio per l'abbondanza di queste piante (Belloni, 1983 b).

La presenza dell'ulivo nell'area lariana è testimoniata anche dal "Sentiero degli olivi", che è stato tracciato lungo le pendici della fascia costiera di Oliveto Lario, sulla riva occidentale del ramo di Lecco, e che si estende per circa 8 km.

Un analogo "Sentiero dell'olivo" si snoda in Canton Ticino tra Castagnola e Gandria (fig.n°16), e attraversa una zona dove esistono i resti di antichi uliveti e dove è stato reintrodotta recentemente l'ulivo. A Castagnola è stato istituito sul fianco del Monte Bré, il Parco degli Ulivi, che si estende su una superficie di 20.000 mq. Grazie alla particolare posizione geografica, quest'area gode di una buona esposizione al sole ed è protetta dai venti del Nord.

Il clima mite favorisce la vegetazione; ulivi, cipressi, alloro, rosmarino, oleandri e altri arbusti crescono su pendii e terrazzi.

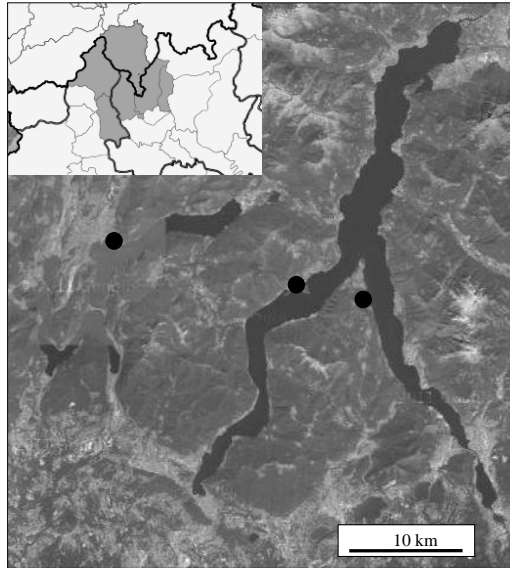


Fig.n°16: carta illustrante la collocazione geografica delle località nella Regione Insubria (carta piccola in alto a sinistra) in cui attualmente si trovano estese popolazioni di ulivo (da Ovest: Castagnola (CH), Lenno (I), Oliveto Lario (I)).

4.6.3 L'orizzonte montano inferiore delle latifoglie sciafile

L'orizzonte montano inferiore (circa 800 - 1.000 m di quota) è caratterizzato dalla crescita di foreste di latifoglie, composte da faggi (*Fagus sylvatica*) con querce, tigli, aceri, betulla, frassino maggiore, agrifoglio (*Ilex aquifolium*), e spesso anche dall'abete bianco (AA.VV., 1987).

Il faggio è una specie mesofila e necessita infatti di condizioni oceanicità abbastanza pronunciata, con umido moderato ma persistente, tipicamente con una umidità relativa di 65% da Febbraio a Maggio (Giacomini, 1958). Questa specie tende quindi a installarsi su suoli freschi e profondo, con esposizione verso SE, in livelli altimetrici nei quali si addensano nubi e nebbie e dove non si percepiscono ad esempio gli effetti del vento Föhn. Solitamente il faggio si espande tra 800 e 1.000 m di altitudine, ma sono stati osservati abbassamenti del limite inferiore in Lombardia, che scende fino a 400 m in faggeta, 380 - 400 m in alberi isolati, e 144 m in cespugli misti a querce o castagni.

Il faggio, specie che, in vari casi è stato mescolato e a volte soppiantato dall'abete rosso (*Picea excelsa*), specie introdotta dall'uomo in quanto questa pianta viene considerata di maggior interesse economico (AA.VV., 1987).

La vegetazione presenta lungo gli impluvi, ove affluiscono le acque convogliate per effetto della morfologia dei versanti, si sviluppa su suoli freschi ed è composta da frassini maggiori, tigli, castagni, aceri e ontani, che costituiscono l'associazione dell'acero-frassineto.

Su suoli freschi ma in ambienti influenzati dal clima più che dalla presenza di acque superficiali si trovano i quercu-tiglieti con castagno e tiglio associati a specie meno esigenti in fatto di umidità, come rovere, betulla e pioppo tremulo (*Populus tremula*).

Sui suoli piuttosto asciutti e poveri, su versanti soleggiati aridi e rocciosi, vi sono invece i quercu-betuleti con la betulla che funge da elemento colonizzatore, il castagno, la roverella e il pino silvestre.

Esistono forme intermedie di vegetazione nelle aree di transizione delle caratteristiche edafiche dell'ambiente. E' questo il caso delle associazioni di betulla e pioppo tremulo, presenti ai margini dei boschi o nelle situazioni più sfavorevoli, dove si installano come specie colonizzatrici.

Molto tipiche dei sottoboschi sono la felce aquilina, la felce maschio (*Dryopteris filix-mas*) e felce femmina (*Athyrium filix-foemina*) e la veronica officinale (*Veronica officinalis*). In particolare la felce aquilina tende a diffondersi nelle zone in cui il sottobosco delle coltivazioni di castagno veniva ripulito, creando delle condizioni di acidificazione del suolo conseguente alla modesta umificazione da parte della sostanza organica.

4.6.4 L'orizzonte montano superiore delle aghifoglie

Salendo in quota a partire da 1.000 m circa dominano le foreste di aghifoglie; a livello del limite inferiore questi boschi sono a contatto con boschi di latifoglie dell'orizzonte montano inferiore con i quali si compenetrano.

Caratteristiche sono le peccete montane, boschi composti da abete rosso (*Picea abies*), chiuse e ombrose con poche erbacee nel sottobosco e abbondanza di muschi e licheni; a volte si aggiungono il larice (*Larix decidua*), che colonizza suoli giovani, e l'abete bianco. Lo strato arbustivo è composto in prevalenza da mirtilli (*Vaccinium myrtillus* e *Vaccinium vitis-idaea*). In Lombardia l'abete rosso si spinge fino a circa 1.800 m di quota e, pur essendo una specie mesofila, ha la possibilità di resistere a condizioni di moderata secchezza.

Il larice è l'unica specie arborea che risale oltre ai limiti del bosco con esemplari isolati, fino a 2100 in Lombardia, in quanto si adatta bene a spazi aperti (pascoli e praterie) e colonizza suoli poveri, rupi, morene e crinali. Il larice resiste a una escursione termica annua anche di 20°C e, pur prediligendo suoli freschi, è adattato a resistere anche in condizioni di secchezza d'aria.

Oltre all'abete rosso e al larice, in questo orizzonte si trovano anche varie specie di pino e il tasso (*Taxus baccata*), che raggiungono 1.700 - 1.800 m s.l.m. (Belloni, 1983 a). Il pino più diffuso è il pino silvestre (Giacomini, 1958), che si installa preferibilmente in ambienti luminosi e con clima secco, e che è in grado di tollerare aridità ed escursioni termiche elevate e di resistere a venti e geli tardivi (Pignatti, 1982). Anche il pino montano (*Pinus montana*), che si diffonde tra 1.200 e 2.200 m, ha un'alta resistenza al disseccamento e al gelo, ed è capace di adattare il suo portamento in base all'ambiente in cui si trova, riuscendo così a colonizzare anche pendici mobili pietrose (Pignatti, 1982).

4.6.5 L'orizzonte subalpino degli arbusti contorti

Il limite superiore della pecceta è contraddistinto dal graduale diradamento dell'abete rosso che permette l'aumento della diffusione di arbusti tipici delle brughiere alpine, quali mirtillo, rododendro ferrugineo (*Rhododendron ferrugineum*), rododendro irsuto (*Rhododendron hirsutum*), ginepro nano (*Juniperus nana*), vite ursina (*Arctostaphylos uva-ursi*), brugo (*Calluna vulgaris*), con aggiunta di pino mugo e ontano verde (*Alnus viridis*); gli alberi che si trovano nell'orizzonte subalpino sono il larice e il pino cembro (*Pinus cembra*) (AA.VV., 1987; Belloni, 1983 a).

Il portamento principale delle piante è contorto e prostrato per assecondare e perfino eguagliare le asperità del suolo (Giacomini, 1958).

L'ontano verde si installa sulle ripidi pendici dei versanti esposti a N, soprattutto dove scendono le acque provenienti dai nevai e dai ghiacciai; questa specie pioniera, soprattutto su rocce silicee, arresta i detriti che si trovano sui versanti, grazie soprattutto all'elasticità dei suoi rami, e prepara spesso l'ambiente di insediamento per altre piante arboree. L'ontano verde è accompagnato nei greti da salici prostrati, olivelli spinosi (*Hippophae rhamnoides*) ed epilobi (*Epilobium alpinum*).

Il rododendro ferrugineo si sviluppa su substrati silicei esposti a N insieme al mirtillo e cerca condizioni ambientali in cui si possa assicurare una copertura di neve che protegga dal gelo le giovani foglie durante i mesi più freddi. Il rododendro irsuto, invece, si trova sulle pendici calcaree su rupi e detriti scoperti umidi, e si associa soprattutto con salici nani (*Salix herbacea*).

Il ginepro nano, specie pioniera, si presenta come un arbusto nano prostrato al suolo che si installa in zone aride ed esposte verso S, dove le nevi sono meno persistenti. La loro forma a cuscini appiattiti e larghi permette di raccogliere calore dal substrato e di resistere a venti e geli, e consente il consolidamento di suoli incoerenti.

In questo orizzonte sono presenti in particolare due piante glaciali, l'azalea nana (*Loiseleuria procumbens*), tipica della tundra artica, e la driade (*Dryas octopetala*), pianta artico-alpina immigrata dalle Alpi che per prima stabilizza le superfici detritiche calcaree mobili.

La vegetazione rupestre e dei detriti è composta da piante rifugiate che grazie alla loro frugalità hanno avuto modo di evitare la forte concorrenza delle altre specie erbacee tipiche dei praterie; molti degli endemismi alpini sono piante rupestri.

Le specie sono molto numerose; a titolo esemplificativo si ricordano la stella alpina (*Leontopodium alpinum*) e i seguenti generi: *Sempervivum*, *Sedum*, *Saxifraga*, *Primula*, *Gentiana*, *Ranunculus*, *Viola*, *Campanula*, *Androsace*, *Phyteuma*, *Veronica*, *Dianthus*, *Lilium*, *Potentilla*, *Asplenium*, *Allosorus*, *Oxyria*.

4.6.6 L'orizzonte alpino dei pascoli

L'orizzonte in cui si trovano i pascoli alpini è caratterizzato dalle praterie (Giacomini, 1958). Esse si insediano su substrati acidi e sono costituite dai festuceti, in cui la specie prevalente è la festuca varia (*Festuca varia*) (AA.VV., 1987).

L'eccessivo pascolamento favorisce invece l'istallazione dei nardeti, composti per lo più dal nardo (*Nardus stricta*).

Sui substrati calcarei si diffondono seslerieti, tipicamente con sesleria cerulea (*Sesleria coerulea* ssp. *calcarea*), e i sempervireti caratterizzati da carice sempreverde (*Carex sempervirens*).

4.6.7 L'orizzonte alto-alpino delle zolle pioniere

Le zolle pioniere sui substrati silicei sono costituite dai curvuleti, rappresentati dalla specie pioniera carice curva (*Carex curvula*).

I substrati calcarei sono invece colonizzati dai salici nani e dai firmeti, dominati dalla carice rigida (*Carex firma*); questa specie si presenta su pendii detritici poco innevati e asciutti, insieme alla dryas e a varie specie di sassifraga (*Saxifraga* sp.).

A partire da questa vegetazione pioniera è possibile lo sviluppo dei seslerieti e dei sempervireti.

4.6.8 L'orizzonte nivale delle tallofite

Il più alto orizzonte vegetato è costituito da specie di muschio artico-alpine, come ad esempio il politrice esagonale (*Polytrichum sexangulare*), e da altre piante come il ranuncolo dei ghiacciai (*Ranunculus glacialis*), il crisantemo alpino (*Leucanthemopsis alpina*) e la veronica alpina (*Veronica alpina*), che sono riuscite ad adattarsi a condizioni climatiche estreme in cui restano scoperte dalla neve solo per un paio di mesi all'anno.

Queste specie si trovano anche in piccoli gruppi isolati (isole glaciali) sulle vette, insieme anche a licheni, all'androsace alpina (*Androsace alpina*), alla linaria alpina (*Linaria alpina*), all'erba lucciola (*Luzula spadicea*) e anche ad alcune alghe microscopiche.

4.7 Le evidenze archeologiche di antica frequentazione antropica

Sono di seguito riportate le testimonianze archeologiche riportate in letteratura legate agli insediamenti antropici succedutisi nei millenni nei dintorni di Como (cf. carte con la distribuzione geografica nel capitolo 15). Sono indicati anche i ritrovamenti più vicini nelle Province di Como, Lecco e Varese per i periodi in cui non vi sono evidenze nel comasco. E' importante tenerne conto perché permettono di interpretare se le variazioni ambientali (caratteristiche del substrato dei versanti, tipo di vegetazione, modellamento delle forme del paesaggio...) sono spiegabili da una pressione antropica più o meno intensa nei vari periodi antichi. I riferimenti bibliografici di base si trovano in Carta Archeologica della Lombardia (Como e Convalle: Uboldi, 1993; Provincia di Lecco: Casini, 1994 b), quando non diversamente specificato. Si rimanda al capitolo 6 per quanto riguarda gli approfondimenti paleobotanici effettuati su campioni di molti di questi siti.

E' fondamentale rintracciare le evidenze antropiche fino al Medioevo, perché a partire dall'Età Romana l'impatto antropico si fece talmente pesante da modificare non solo il paesaggio vegetale, ma anche la conformazione del territorio (creazione di riporti e riempimenti, deviazione dei corsi d'acqua...). Si nota che solo a partire dall'Età romana l'odierna area occupata dalla città di Como (centro storico) fu sede degli insediamenti antropici stabili, che in precedenza erano localizzati sulle colline e lungo le sponde dei piccoli laghi nel Triangolo Lariano.

Il territorio in Provincia di Como era già area di passaggio umano ben 50 000 - 60 000 cal yr BP: i cacciatori che trovavano riparo nelle grotte hanno lasciato tracce delle loro attività sottoforma di selci lavorate nella grotta "Buco del Piombo" (695 m s.l.m.).

La frequentazione antropica risalente al Mesolitico è anch'essa testimoniata da manufatti in selce ritrovati in grotta ("Tana di Erbonne", 940 m s.l.m., Prov. di Como) e in aree di un accampamento estivo di cacciatori-raccoglitori (pianoro sottostante la cima del Monte Cornizzolo (1.110 m s.l.m.; Prov. di Como e Lecco).

Le tracce di presenza umana durante il Neolitico sono piuttosto limitate per l'area comasca: si tratta probabilmente di aree di passaggio e accampamenti temporanei in aree di pianura (Montano Lucino) e montane (Val Cavargna, 1.824 m s.l.m.; Castelletti e Motella De Carlo, 2012), testimoniati rispettivamente da presenza di frammenti ceramici e da strutture abitative e tracce di attività legate all'uso del fuoco. Testimonianze puntiformi sono costituite, ad esempio, da incisioni rupestri individuate a Crema e da massi cupelliformi (pietre con incise "coppelle", di forma emisferica e diametro di alcuni centimetri) a Sorico e Ponna, nell'Alto Lario. Vari ritrovamenti di selci lavorate e frammenti ceramici sono stati ritrovati in Provincia di Lecco (Galbiate, torbiere di Bosisio Parini e Rogeno).

Resti di abitati veri e propri sono stati ritrovati invece nella Provincia di Varese, dove vi erano nuclei palafitticoli (Isolino di Varese e Lagozza) e nella Provincia di Lecco, dove vi era un abitato presso Ello; le testimonianze archeologiche consistono nella presenza di pali di palafitte, buche di palo di capanne e strutture di produzione di carbone.

Una grande roccia posta nel Parco della Spina Verde a Como, frazione di Prestino, conserva ancora graffiti risalenti al Neolitico - Età del Rame.

Le tracce antropiche risalenti all'Età del Rame sono legate ai ritrovamenti nel Triangolo Lariano di aree destinate a piccole necropoli ("Grotta del Maiale", Valbrona) e di manufatti in grotte utilizzate come rifugi temporanei ("Grotta della Sabbia", Civate; "Buco della Strega", Magreglio; "Grotta del Tamborin", Valle Bova nelle vicinanze di Erba). Resti di ceramiche e pietra lavorata sono stati rinvenuti in Provincia di Lecco presso Colico (in una torbiera), Olginate e Civate.

Sono state trovate di nuovo nel Triangolo Lariano evidenze dell'Età del Bronzo di insediamenti palafitticoli (Pusiano, Bosisio, Annone, Montorfano) e temporanei (rifugi in varie grotte), e di aree funerarie (Canzo; Lago del Segrino). Inoltre, presso la vetta del Monte Caslè a Ramponio Verna, in Provincia di Como, sono stati rinvenuti resti di un importante insediamento fortificato risalente a circa 3 000 cal yr BP costituito da capanne protette da imponenti mura difensive.

Frammenti di ceramiche e utensili in pietra e metallo sono stati trovati in Provincia di Lecco presso le località di Ballabio, Barzago, Casatenovo, Cernusco Lombardone, Cesana Brianza,

Civate, Colico, Esino Lario, Introbio, Lecco, Merate, Nibionno, Oggiono, Pagnona, Pasturo e Rogeno.

Resti di coltivazioni e svariate tracce di uso del fuoco nell'Età del Bronzo sono stati rinvenuti nelle aree montane della Val Cavargna (Castelletti e Motella De Carlo, 2012). Rinvenimento puntiforme nell'Alto Lario è costituito da una scure di bronzo, recuperata a Dorio.

Durante l'Età del Ferro l'area comasca fu interessata da intense frequentazioni antropiche della cultura di Golasecca, dei quali si sono conservati resti di insediamenti stabili (abitato di Pianvalle), attualmente conservati nel Parco della Spina Verde. Molte aree funerarie sono state ritrovate nei dintorni di Como, in particolare presso il sito della Ca' Morta, Via Tito Livio a Prestino, Civiglio-Pregosa sul Monte di Brunate, Nuovo Ospedale S. Anna a Montano Lucino - località Tre Camini (Franzoso, 2008, inedito), Via Prudenziaria alle pendici del Monte di Brunate, Via Musa, Via Regina e Camerlata, presso la Chiesa di S. Carpoforo. I segni di questa cultura sono stati ritrovati anche in Provincia di Varese, in particolare presso i siti di Golasecca e Sesto Calende. Resti di un pozzo, databili intorno al V secolo BC, sono stati ritrovati presso Rondineto.

Dell'Età romana si conservano moltissime tracce archeologiche che dimostrano come gli insediamenti umani che fino all'Età del Ferro si trovavano sulle aree collinari furono spostati nella piana alluvionale, dove si trova Como oggi. A questo scopo furono intraprese opere di modellamento del paesaggio: fu deviato in epoca romana il corso del fiume Cosia, che prima scorreva fino in Via Valleggio (6 000 cal yr BP; Comerci *et al.*, 2007) e poi fino a Piazza Verdi (circa 4 000 cal yr BP, come si evince dalle datazioni radiocarboniche del sondaggio S2, vedi cap.8). Successivamente, nel 59 BC fu fondata da Cesare la città *Novum Comum*, che si sviluppava nella piana alluvionata che fu ampiamente bonificata. Le testimonianze archeologiche più eclatanti dello sviluppo crescente della città sono costituite dai resti delle terme in Viale Lecco, della villa di Via Zezio e delle mura che circondavano l'area abitata, inizialmente strutturata come un accampamento militare. Resti di necropoli sono stati trovati presso Mariano Comense.

E' stato possibile ricostruire almeno in parte l'andamento della linea di costa in Età romana, sulla base di ritrovamenti archeologici riconducibili a resti di porti (Caniggia, 1963; Luraschi, 1987; Ubaldi, 1993) e grazie a recenti studi stratigrafici effettuati dall'Università dell'Insubria (Ferrario *et al.*, 2013). La linea doveva passare da Piazza Cacciatori delle Alpi (resti di strutture portuali) e Piazza Mazzini (resti lignei di barca); Piazza Duomo doveva trovarsi quindi sulla terraferma non lontano dalla riva del Lago.

Nuove informazioni stratigrafiche sono emerse durante alcuni sondaggi effettuati nel 2013 presso il Lungo Lago di Como, commissionati dal Comune di Como per la valutazione dell'ipotesi di ridefinizione e ridimensionamento dei progetti di realizzazione delle "paratie". Le operazioni di carotaggio sono state condotte dalla ditta Georicerche srl (Due Carrare-Padova) con l'assistenza tecnico-scientifica dello Studio geologico-tecnico del dott. Fabio Brunamonte (Torino) e dell'Università dell'Insubria (inquadramento geologico a cura del Prof. Alessandro M. Michetti; analisi stratigrafiche e piezometriche a cura della Dr.ssa Francesca Ferrario e del Dr. Livio Franz; analisi paleobotaniche a cura della sottoscritta). E' emerso che i sedimenti che si trovavano all'interfaccia tra il lago e la linea di costa sono costituiti da un pacco di limi argillosi organici poco consistenti spesso circa 3 m. Dalle analisi radiocarboniche è emerso che il sedimento si è depositato tra circa 600 e 1300 AD; probabilmente questo livello costituisce la deposizione del materiale organico e limoso che si bloccava lungo la riva del lago dove si trovava il porto, in cui l'acqua era presumibilmente bassa e intorbidita. Questo livello limoso non è stato riscontrato nei carotaggi di Piazza Verdi perché essi si trovavano in quelle epoche nell'area di terraferma.

Le tracce più eclatanti e meglio visibili a Como oggi risalgono all'Età Medievale: dalle colline della Spina Verde svetta il Castel Baradello, torre di avvistamento costruita dall'imperatore Federico Barbarossa intorno a AD 1100. In città sono ancora ben conservate le mura medievali, che ricalcano in parte il tracciato di quelle romane, con le grandi torri di vedetta, cioè Porta Torre (la Porta Pretoria di Età romana), Torre Gattoni e San Vitale. In base a notizie medievali il porto doveva essere avanzato verso Nord fino a Piazza Volta e Piazza Roma; le darsene si trovavano nelle porzioni NE e NW della città, mentre nella parte centrale c'era solo la riva.

5. IL CONTESTO AMBIENTALE LOCALE: L'AREA DELLA PROVINCIA DI COMO

5.1 La geografia

La città di Como (45°48'39'' N, 09°05'18'' E), comune della Lombardia, è collocata all'estremità del ramo occidentale del lago omonimo (chiamato anche Lario), ad una altitudine di 201 m s.l.m., sopra ad una modesta piana alluvionale.

Il Comune di Como occupa una superficie di 37,34 km² ed è delimitato a N dalle acque dal Lario, a N-E dalle pendici del Monte di Brunate (906 m s.l.m.) e del Monte Uccellera (1.027 m s.l.m.), a W dalle pendici del Monte della Croce (536 m s.l.m.), a S-W dal Monte Caprino, a S-E dalla valle della Rienza dove scorre il Torrente Cosia, a S dal Colle del Baradello e dal Monte Tre Croci (469 m s.l.m.), oltre i quali si sviluppa la pianura lombarda.

Il territorio della Provincia di Como è suddivisibile in 4 fasce in base alle caratteristiche morfologiche, geologiche e litologiche che le differenziano: in direzione Nord-Sud, si trovano le fasce alpina, prealpina, collinare e di pianura.

La fascia alpina è costituita dal territorio che si trova a Nord della linea Ceresio - Porlezza - Menaggio - Centro Lago - Valsassina - Introbio - Valtorta; qui si trovano montagne di altezze superiori ai 2.000 m. Sono definibili due principali complessi montuosi: le montagne del Nord-Ovest, che costituiscono la linea Ceresio - Menaggio al confine con la Provincia di Sondrio, e le montagne dei Monti Lariani, che rappresentano l'area occidentale delle Alpi Orobie e che racchiudono il Lago di Como e la parte orientale del Lago di Lugano.

La fascia prealpina include rilievi montuosi di altezza inferiore a 2.000 m s.l.m. ed è costituita in Prealpi Occidentali del Lario Comasco e del Triangolo Lariano.

La fascia dell'alta pianura (collinare) costituisce la zona intermedia tra la fascia delle Prealpi e quella della pianura vera e propria, di origine alluvionale.

Il territorio risulta prevalentemente montuoso (circa 67 %) e collinare (circa 28 %), solo la parte più meridionale è pianeggiante (5%).

5.2 La geologia e la geomorfologia

La geomorfologia del territorio comasco è costituita da due catene di rilievi poste a E e a W della città, composte da due differenti tipi di litologie, che delimitano una depressione, chiamata localmente “convalle”, ove sorge la città stessa.

A E della città il M. Boletto e il M. Bolettone sono costituiti da rocce calcaree liassiche risalenti a 190 - 160 Ma, note come “Calcarea di Moltrasio”, la formazione sedimentaria più antica dell’area, caratterizzata da stratificazioni di banconi di calcare ricchi in selce di spessore superiore a 1.000 metri. I due massicci sono delimitati verso W e verso S da una direttrice tettonica che borda la base della formazione calcarea, e su cui si è impostato il Torrente Cosia. Questa direttrice si sviluppa in direzione EW e si unisce alla direttrice su cui si è impostato il Torrente Breggia dove, all’altezza della città, devia verso NW (Comune di Como, 1980). Anche i versanti del M. di Brunate e il M. Uccellera presentano affioramenti di strati subverticali con immersione S-W di Calcarea di Moltrasio, caratterizzati da numerosi sistemi di fratturazione e discontinuità, a volte cementate da calcite bianca.

A W i rilievi del M. Croce, del M. Tre Croci, del M. Caprino e del Colle del Baradello sono formati invece dal “Conglomerato di Como” o “Gonfolite”, cioè un deposito di origine fluvio - marina di età oligo - miocenica e quindi più recente rispetto al Calcarea di Moltrasio. La Gonfolite è un imponente deposito di delta fluviali provenienti dallo smantellamento di rocce ignee e metamorfiche dei rilievi alpini a opera dei corsi d’acqua che, in seguito al sollevamento della catena alpina, si sono trovati ad erodere e trasportare enormi quantità di detriti. Questo tipo litologico è formato da un conglomerato costituito da clasti silicei, alternati ad arenarie e argille marnose, cementati da materiale siliceo, con spessori oltre ai 1.000 metri. La facies più diffusa è quella conglomeratica, con ciottolo di granodiorite (Ghiandone) e diorite (Serizzo) cementati saldamente da una matrice compatta silicea e carbonatica. Anche la Gonfolite è caratterizzata da un notevole grado di fratturazione e fessurazione, e presenta un’inclinazione S-E in direzione della convalle. Questa formazione è delimitata da una direttrice avente andamento NW-SE (Comune di Como, 1980; Michetti *et al.*, 2013).

La convalle, non molto estesa, è formata da accumuli di materiali di diversa natura; in particolare, nell’area della “città murata” si trovano affioramenti di depositi sciolti incoerenti (sabbie e ghiaie) e pseudocoerenti (limi e argille).

Schematizzando, i depositi superficiali che si trovano nell'area centrale della convalle, delimitata dalle due linee ferroviarie che attraversano la città, sono di origine alluvionale. Le aree situate all'esterno delle due linee ferroviarie sono invece costituite da un deposito misto di tipo detritico - alluvionale formato in parte dal detrito di falda e in parte dall'apporto dei Torrenti Cosia e Valduce.

5.3 Il sottosuolo dell'area urbana di Como

Numerosi studi precedenti e successivi al Como Drilling Project hanno riguardato l'analisi delle successioni sedimentarie che caratterizzano il sottosuolo dell'area urbana di Como (Comune di Como, 1980; Castelletti e Orombelli, 1986; Ghezzi, 1992; Beretta *et al.*, 1986; Apuani *et al.*, 2000; Capelletti, 2004; Colmegna, 2006; Comerci *et al.*, 2007; Ferrario, 2009; Tarzi, 2011; Frigerio, 2012; Ferrario, 2013). Integrando tutti gli innumerevoli dati a disposizione, quali sequenze stratigrafiche (fig.n°1) e pozzi è stato possibile elaborare graficamente (fig.n°2) una sezione geologica che rappresenta i rapporti geometrici esistenti tra le diverse formazioni di origine recente (Tardiglaciale-Olocenica) depositatesi nel sottosuolo della città.

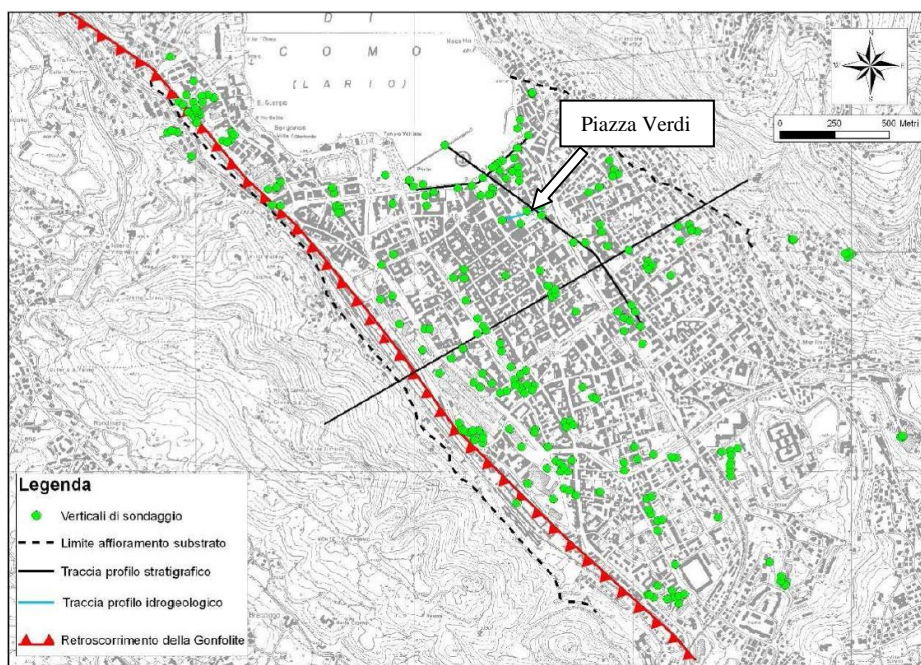


Fig.n°1: distribuzione delle verticali di sondaggio analizzate e traccia dei profili stratigrafici i cui dati sono presenti in letteratura, con indicazione del limite degli affioramenti rocciosi del substrato e della traccia del Retroscurimento di Monte Olimpino. La mappa è stata sviluppata sulla base della C.T.R. della Regione Lombardia (da Ferrario, 2013; inedito).

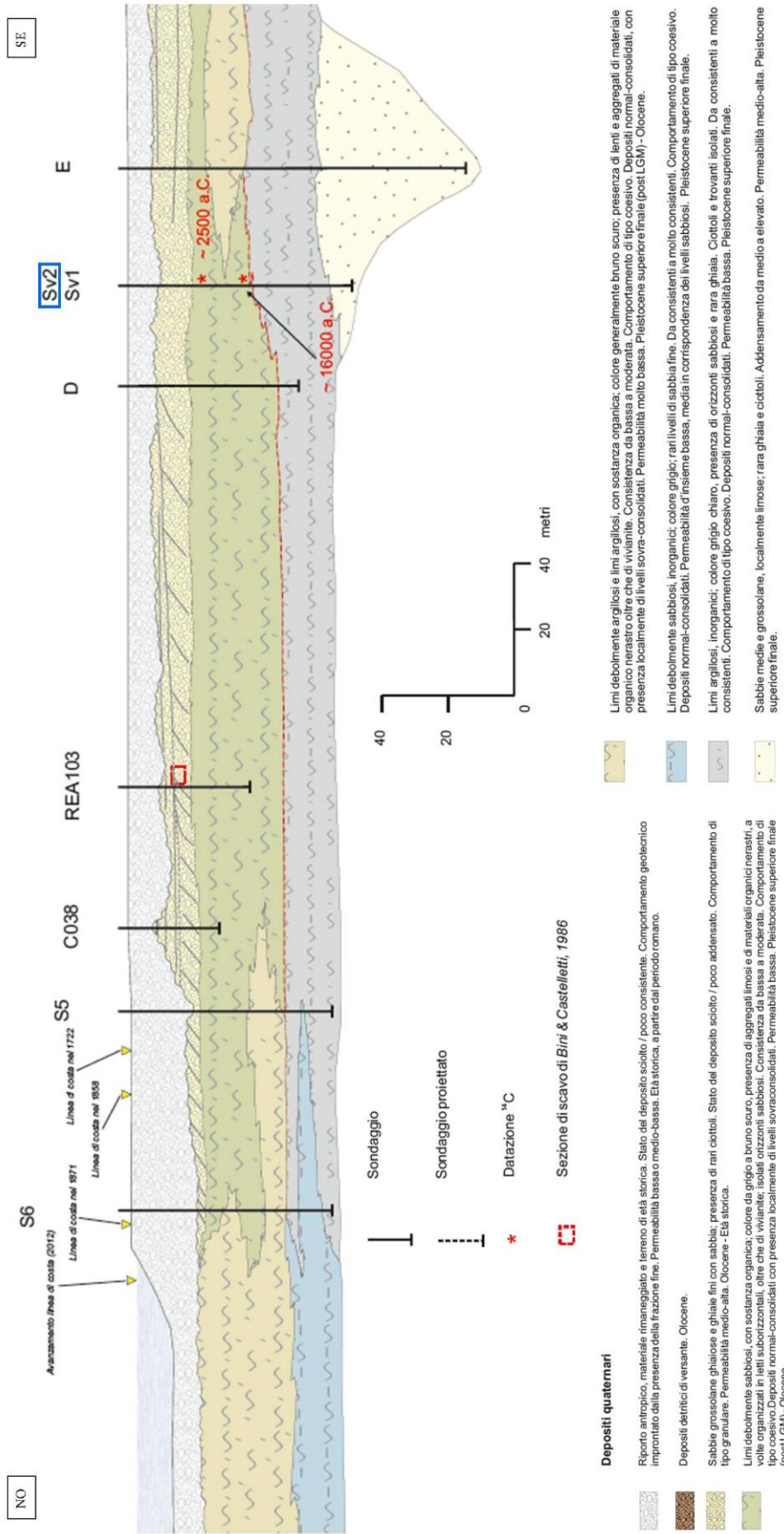


Fig.n°2: sezione geologica rappresentante la disposizione dei depositi quaternari del sottosuolo di Como. Il transetto, orientato NO-SE, include anche il sondaggio oggetto delle presenti ricerche, qui denominato SV2 (da Ferrario, 2013; inedito; modificato).

La città di Como occupa la zona pianeggiante di una conca, denominata “convalle”, nella quale si sono accumulati negli ultimi 20 000 cal yr BP circa sedimenti di varia origine più recenti rispetto ai due complessi sedimentari (Gonfolite e Calcare di Moltrasio) che costituiscono i rilievi circostanti.

Il sottosuolo è costituito da uno spessore di almeno 160 m di sedimenti relativi a differenti ambienti deposizionali con facies caratteristiche. Le principali unità litostratigrafiche individuate sono cinque (Capelletti, 2004):

<i>Unità</i>	<i>litologia</i>	<i>Ambiente di formazione</i>
1	Materiali rimaneggiati e di riporto, costituiti da terreno vegetale, ciottolame a matrice sabbiosa grossolana, nei quali sono frammisti materiali laterizi	antropico
2	Ghiaie a matrice sabbiosa e sabbie medio grossolane con clasti sia di rocce carbonatiche che gonfolitiche	Depositi alluvionale e di versante relativi ai sedimenti trasportati dai torrenti Cosia e Valduce o dai rilievi collinari prospicienti
3	Sabbie limose e limo ricchi in sostanza organica, come resti vegetali lignei o carboni	Depositi organici alluvionali – lacustri e palustri
4	Argille limose finemente laminate, con alternanze di livelli limosi, intercalate a sabbie fini limose, in cui sono dispersi clasti talora grossolani	Deposito glacio – lacustre distali e prossimale
5	Ghiaie e sabbie inferiori	Deposito fluvio - glaciale

E' stato possibile anche evidenziare la presenza di quattro canali scavati all'interno del pacco di depositi limosi, interpretabili come canali di erosione di corsi d'acqua durante le loro divagazioni sull'area paludosa che si stava trasformando in piana alluvionale.

I due canali più ad W potrebbero essere attribuiti all'azione erosiva del Torrente Cosia mentre i due canali posti più ad E, di dimensioni e profondità minori, potrebbero essere i solchi di erosione del Torrente Valduce.

Successivamente tali canali furono riempiti dai sedimenti ghiaioso-sabbiosi alluvionali che fuoriuscirono da questi corsi d'acqua.

Si nota infine che in corrispondenza dell'area dell'odierna Piazza Cavour lo spessore dei materiali di riporto antropici è maggiore rispetto alle zone circostanti. Proprio qui vi era l'antico porto della città (vedi anche § 4.7), che fu colmato con una notevole quantità di materiali inerti nel 1872 (Capelletti, 2008).

5.4 La subsidenza

Un fenomeno geologico che caratterizza l'area urbana di Como è quello della subsidenza, cioè l'abbassamento della superficie topografica; diverse testimonianze parlano di abbassamenti e cedimenti del terreno dal '900. Anche le esondazioni del lago, di cui si hanno testimonianze a partire già dal 1431, sono attribuibili almeno in parte della subsidenza.

Numerosi sondaggi sono stati di grande utilità per acquisire conoscenze sul fenomeno della subsidenza, soprattutto per quanto riguarda la stima della subsidenza naturale dell'area a partire da 13 000 cal yr BP (Comerci, 2004); ricerche archeologiche hanno invece portato dati relativi agli ultimi 2 000 anni circa. La subsidenza naturale è ricollegabile alla consolidazione ancora in atto dei sedimenti tardiglaciali e olocenici, che sono localizzati esclusivamente nell'area più depressa della conca di Como.

E' emerso che la velocità della subsidenza naturale è dell'ordine di qualche mm/anno, con valore massimo di 4 mm/anno nella zona della città murata più vicina al lago (fig.n°3, Comerci *et al.*, 2007). Le evidenze archeologiche sono una prova evidente del fenomeno della subsidenza nell'area urbana. Infatti, all'impianto romano della città è stata attribuita una quota compresa tra -2.7 m e -3 m rispetto alla superficie attuale, quindi sotto il livello di falda, mentre per l'epoca basso medievale una quota di -1 m (Di Salvo, 1975; Castelletti e Nobile, 1984 c; Caporusso e Blockley, 1992; Caporusso, 1995).

Queste differenze di quota rispetto all'attuale non possono essere spiegate ipotizzando epoche in cui il lago abbia stazionato a quote così più basse rispetto a quelle attuali, in quanto non esistono né evidenze geomorfologiche (come ad esempio potrebbe essere l'esistenza di linee di costa sepolte; Capelletti, 2008) né archeologiche (quali rinvenimenti di manufatti in aree sommerse dal lago; comm. pers. Prof. G.Luraschi). Tali differenze di quota sono quindi interpretabili alla luce delle dinamiche di subsidenza che hanno causato l'abbassamento del terreno.

La stima della subsidenza di origine antropica è stata calcolata sulla base di confronti tra misure di livellazione geometrica eseguite nella città di Como dal 1928 al 1997. Ne è emerso che le attività dell'uomo, soprattutto legate allo sfruttamento dell'acquifero profondo per usi civili e industriali, hanno causato nel secondo dopoguerra (1955 - 1975) un tasso di subsidenza maggiore di 20 mm/anno, superiore a quello naturale di quasi 10 volte.

Una drastica diminuzione nel valore del tasso di subsidenza è registrata tra la fine degli anni '70 e l'inizio degli anni '80, in corrispondenza della cessazione dell'attività di estrazione di acqua dal sottosuolo della città.

Attualmente il tasso di subsidenza rivela che il fenomeno è regolato da fattori naturali, in quanto i valori sono inferiori a qualche mm/anno (Comerci, 2004; Cappelletti 2008), ad eccezione di pochi punti che hanno subito abbassamenti maggiori.

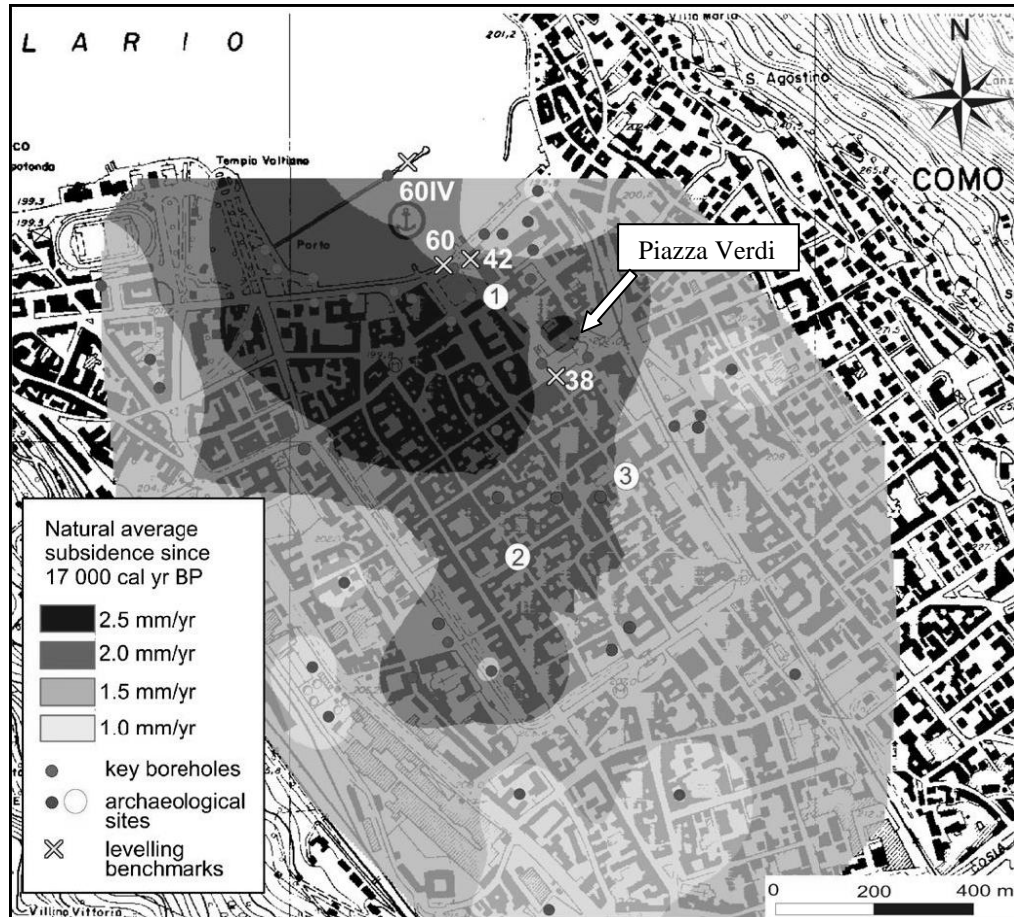


Fig.n°3: carta illustrante le diverse velocità della subsidenza naturale nell'area urbana di Como a partire dal Tardiglaciale, stimate sulla base dei dati stratigrafici (da Comerci *et al.*, 2007).

5.5 L'idrografia

I corsi d'acqua superficiale principali che scorrono nella città sono il Torrente Cosia e il Torrente Valduce.

Il Torrente Cosia ha origine a circa 1.100 m da alcune piccole sorgenti sul versante S del Monte Bolettone ed è lungo 14,5 km. Il tratto di torrente che attraversa la città è stato deviato e incanalato in un vaso cementificato artificiale sotterraneo, che parte da Piazzale Giulio Cesare e termina nei pressi del Tempio Voltiano a quota 200 m s.l.m., dove sfocia nelle acque del lago. Il torrente, sottoposto anche a numerosi interventi di regimentazione idrica, si trova quindi in un contesto estremamente antropizzato (Capelletti, 2004; Capelletti, 2008).

Il torrente Valduce scorre in un alveo incassato in roccia solo in corrispondenza di abbondanti precipitazioni meteoriche, e risulta quindi asciutto per gran parte dell'anno (Attardo, 2002).

La falda principale è contenuta in più livelli discontinui in quanto differenti per granulometria o separati da lenti argillose impermeabili.

Quest'acqua sotterranea defluisce verso il lago in direzione N e la sua profondità rispetto al piano di campagna va aumentando a partire dalla riva, dove è subaffiorante e corrisponde alla zona di maggiore depressione piezometrica con l'isolinea 195 m s.l.m., verso S. La convalle costituisce così una zona di drenaggio delle acque sotterranee, come risulta dall'andamento delle linee isopiezometriche (Beretta *et al.*, 1986).

Le acque di falda si trovano immerse in un contesto altamente urbanizzato e industrializzato.

Nell'area della città di Como sono distinguibili due unità idrogeologiche principali.

La prima unità è contenuta nei depositi alluvionali recenti, composti da ghiaie e sabbie che insieme costituiscono un livello di spessore massimo di 25 cm. Il substrato semimpermeabile - impermeabile è costituito dai limi palustri e dalle argille glaciolacustri. Il livello piezometrico è fortemente dipendente dalle oscillazioni del livello del lago e si mantiene a basse profondità rispetto al piano campagna.

La seconda unità si trova in sabbie e ghiaie a partire da 100 m di profondità, che verosimilmente costituiscono alcuni depositi fluvioglaciali antichi (Beretta *et al.*, 1986).

Alcune testimonianze storiche documentano frequenti esondazioni delle acque del lago (Capelletti, 2004). Dal 1845 a oggi sono registrate 17 esondazioni consistenti, la maggiore delle quali ha raggiunto, nel 1868, 397 cm sopra lo zero idrometrico.

Attualmente la soglia di esondazione si trova a 1.20 m sopra allo zero idrometrico; quando questo livello viene superato si verificano gli allagamenti della Piazza Cavour, che dal 1967 costituisce il punto più basso che si affaccia sul lago. Al momento il livello delle acque del lago viene regimentato presso la diga di Olginate, funzionante dal 1946. La fascia di regolazione va da -40 cm a +130 cm. La regolazione avviene attraverso l'elaborazione elettronica di una serie di parametri quali il livello del lago, le precipitazioni, l'equivalente in acqua del manto nevoso, la domanda agricola, quella per uso industriale, ecc. Sulla base di tutti questi fattori viene decisa l'erogazione migliore tramite l'apertura o la chiusura della diga. A valle della diga sono collegate 8 centrali idroelettriche.

5.6 Il clima

Le caratteristiche morfologiche e la posizione geografica del comune di Como determinano la presenza di un "mesoclima insubrico" temperato umido, tipico di tutta la fascia prealpina, con caratteristiche intermedie tra il mesoclima padano e quello alpino (Comune di Como, 2003). Da notare è che l'urbanizzazione causa la formazione di un'isola di calore che può portare a differenze microclimatiche, a volte anche sensibili, tra le zone centrali e quelle periferiche della città.

La temperatura media mensile (periodo 1991-2003, fonte Arpa Lombardia) ha un massimo in Luglio (24 °C) e un minimo in Gennaio (4°C); le più alte escursioni termiche sono in genere registrate in Agosto, mentre le più contenute in Dicembre.

Le precipitazioni sono generalmente abbondanti, ad esempio con medie annue superiori ai 1.400 mm/anno per il periodo 1991-2003, con due massimi stagionali in primavera - estate e in autunno. Nello stesso arco di tempo l'umidità relativa media massima è stata nei mesi di Gennaio e Ottobre (80%), mentre la minima si è verificata in Luglio (67%).

5.7 La vegetazione

A livello locale, la vegetazione delle colline che circondano la città di Como è influenzata da fattori locali, come l'esposizione dei versanti, e dall'intervento antropico la vegetazione presente. I due fianchi collinari che includono la convalle sono quelli della Spina Verde e del Monte di Brunate; essi sono differenti per il substrato geologico, l'esposizione e in parte per la pendenza (Pirola,1976).

Il versante della Spina Verde rivolto verso la città è caratterizzato da pareti piuttosto ripide sulle quali in linea generale si installano latifoglie tipiche del bosco mesofilo o specie adattate alle rupi aride e assolate come i *Sempervivum* e i *Sedum* (famiglia delle *Crassulaceae*) (Testori, 1988). In particolare, si distinguono vari tipi di vegetazione. I boschi mesofili ad alto fusto di latifoglie costituiscono la vegetazione più rappresentata, e sono composti da specie arboree sotto alle quali si sviluppano gli strati arbustivo ed erbaceo. Nel settore occidentale sono presenti castagneti puri e querceti misti con farnia, betulla, carpino bianco, tiglio, tasso nelle stazioni più umide, acero, sorbo e pino silvestre. Il sottobosco è costituito principalmente da nocciolo, acero, sambuco, sorbo, edera e, nelle zone ben illuminate, dalla fitolacca. Nel comparto orientale vi sono fustaie che presentano una dominanza anche assoluta di robinia, specie invasiva alloctona introdotta nel XVII secolo. Caratteristici sono i cespuglieti che denotano la distruzione dei boschi, così come le praterie conseguenti all'abbandono di zone adibite al pascolo.

Il fianco collinare del Monte di Brunate rivolto verso la città è costituito da rocce calcaree ed è caratterizzato da un elevato grado di insolazione, condizioni che hanno portato allo sviluppo di boschi xero-termofili tipici di climi caldi e secchi. I boschi sono composti da roverella, carpino nero, orniello e tiglio, con sottobosco costituito in buona parte da ginestre. Inoltre, in alcune aree molto ristrette il particolare microclima ha permesso la crescita di essenze esotiche introdotte nei secoli, come i cedri del libano e le araucarie.

6. LA RICOSTRUZIONE DELLA VEGETAZIONE TRA TARDIGLACIALE E OLOCENE NELLE ALPI MERIDIONALI IN BASE AI DATI PALEOBOTANICI E DEI MACRORESTI PRESENTI IN LETTERATURA

Di seguito si illustra la ricostruzione dell'evoluzione della vegetazione a partire dal Tardiglaciale nelle Alpi Meridionali (fig.n°1), come emersa in base ai dati delle ricerche paleobotaniche disponibili in letteratura.

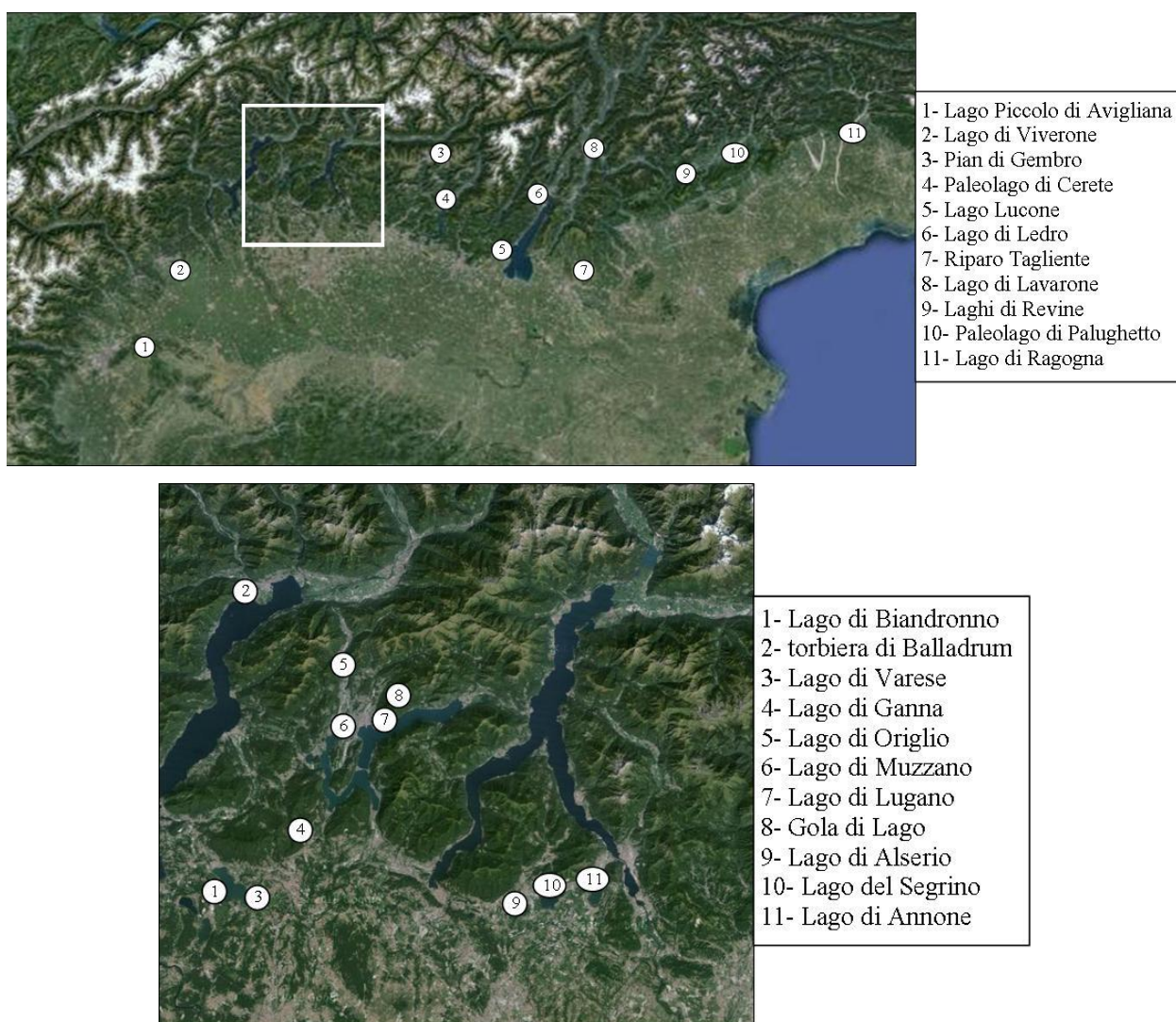


Fig.n°1: carte illustranti la disposizione geografica dei siti analizzati sotto il profilo paleobotanico e i cui dati sono presenti in letteratura, relativi alle Alpi Meridionali (sopra) e, più in dettaglio, all'Insubria (sotto), racchiusa dal rettangolo bianco nella figura sopra.

6.1 La flora del Terziario e del Pleistocene durante le glaciazioni

Durante il Terziario (65 milioni di anni fa - 2 milioni di anni fa) il clima era di tipo tropicale umido e la flora dell'Italia settentrionale comprendeva, oltre ad elementi dell'attuale flora dell'Europa centrale (quercia - *Quercus*, carpino - *Carpinus*, ontano - *Alnus*, pioppo - *Populus*, pino - *Pinus*), anche elementi nettamente termofili, come sequoia - *Sequoia*, fico - *Ficus*, eucalipto - *Eucalyptus* e robinia - *Acacia*. Quando il clima divenne temperato in seguito alla diminuzione delle temperature scomparvero le specie tropicali e sub-tropicali, mentre resistettero inizialmente quelle del querceto misto medioeuropeo, successivamente però costrette a emigrare verso S ed E. In Europa centrale il querceto fu rimpiazzato da una flora a conifere proveniente dalla Siberia e dalla Russia meridionale.

All'avanzata dei ghiacci durante il Pleistocene si verificò un generale arretramento della flora verso S degli elementi di clima subtropicale e temperato, e le conifere furono soppiantate dalla tundra artica. Sulle Alpi la vecchia flora terziaria sopravvisse solamente sulle vette più alte delle montagne, libere dal ghiaccio, che costituirono aree di rifugio (*nunatakker*) isolate l'una dall'altra. In questi casi le piante, cercando di sopravvivere, si trasferirono verso altitudini maggiori anziché migrare verso S. In queste condizioni di isolamento nacquero le cosiddette specie endemiche che svilupparono adattamenti a condizioni ambientali locali completamente diverse da quelli elaborati in altre isole. In seguito allo scioglimento dei ghiacciai queste specie riuscirono a sopravvivere fino ai giorni nostri mantenendo i loro areali abbastanza simili a quelli originali.

Durante gli interglaciali, a ogni temporaneo miglioramento climatico, vi furono migrazioni delle specie di tipo temperato verso N e verso altitudini maggiori, ma da un periodo interglaciale all'altro furono sempre meno le specie che riuscivano ad effettuare questi spostamenti verso N: i *taxa* meno resistenti al freddo scomparvero quindi completamente o rimasero nel S-Italia. La flora attuale risulta pertanto estremamente depauperata rispetto alla ricca e varia flora terziaria. Gli stessi generi che attualmente comprendono alcune delle specie predominanti delle nostre foreste (ad es. faggio - *Fagus* e abete bianco - *Abies*) annoverano attualmente una sola specie ciascuna, mentre durante il Terziario comprendevano più specie.

6.2 Il Tardiglaciale nelle Alpi Meridionali

Al termine delle glaciazioni (Tardiglaciale) vi erano zone estese senza piante: ebbe inizio quindi una forte invasione di flora sarmatica con specie della steppa subartica e della Russia meridionale (cf. AA.VV., 1984). Dopo il ritiro ghiacci queste flore penetrano nelle vallate alpine al tempo prive di vegetazione: nelle vallate centro alpine si stabilirono le piante sarmatiche relitte in isole a pino silvestre, mentre sopra ai limiti del bosco si diffusero le specie artico-boreali (orizzonte della tundra alpina).

Per quanto riguarda il Tardiglaciale delle Alpi Italiane e della Pianura Padana le informazioni paleoclimatiche e paleovegetazionali provengono in gran parte dallo studio palinologico di successioni lacustri e palustri che abbondano nelle regioni interessate dai ghiacciai a partire dall'ultima deglaciazione, in minor parte da archivi dendrocronologici e dallo studio di speleotemi (Ravazzi, 2003; Ravazzi, 2005; Ravazzi *et al.*, 2007).

6.2.1 La prima parte del Tardiglaciale (19/18 - ca. 14,5 cal kyr BP)

Nell'area delle Alpi Occidentali, le formazioni vegetali nell'anfiteatro di Avigliana (Prov. di Torino) erano composte da betulla, larice e ginepro (Schneider, 1978; Finsinger *et al.*, 2006, Belis *et al.*, 2008), nell'anfiteatro di Ivrea (Prov. di Torino) da boscaglie ad ontano verde, *Salix* sp. e larice, e infine nella zona del Lago di Viverone (Prov. di Biella) da veri e propri lariceti (Schneider, 1978).

Nelle Alpi centrali al termine dell'UGM esisteva a quote comprese tra circa 200 e 600 m s.l.m. una vegetazione costituita dalla tundra, con alte percentuali di ginepro (Schneider, 1978). Successivamente si sviluppò, fino ad almeno 500 m di quota, una fitocenosi composta da conifere (larice - *Larix decidua*, pino silvestre - *Pinus sylvestris*, pino mugo - *P. mugo*, pino cembro - *P. cembra*, abete rosso - *Picea abies*, ginepro - *Juniperus* sp.) e da alcune latifoglie, quali betulla bianca - *Betula pendula*, betulla pelosa - *B. pubescens*, ontano verde - *Alnus viridis*, salice - *Salix* sp., olivella - *Hippophaë rhamnoides*, alaterno - *Rhamnus* sp. (Casadoro *et al.*, 1976; Ravazzi *et al.*, 2004; Monegato *et al.*, 2007). Questi tipi di vegetazione sono stati rintracciati in Ticino (Lago di Origgio: Tinner *et al.*, 1995, Tinner *et al.*, 1999; Lago di Ganna: Schneider e Tobolski, 1985) e nelle Prealpi Lombarde (Paleolago di Cerete, Prov. di Bergamo: Orombelli e Ravazzi, 1995; Lago di Annone, Prov. di Lecco: Schneider, 1978; Wick, 1995, 1996 e 2006 c).

In base agli studi palinologici il tasso di afforestamento era pari a circa 30-50%, valore che indica l'esistenza di formazioni a parco, caratterizzati da alberi distanziati, boscaglie e arbusteti xerofili e non da vere e proprie foreste; le cenosi erbacee erano invece costituite da steppe, composte in prevalenza da poacee - *Poaceae*, composite - *Compositae* e poligonacee - *Polygonaceae*, e da formazioni ad artemisia - *Artemisia* in ambienti semidesertici (Ravazzi, 2005; Ravazzi *et al.*, 2007). L'addensamento della vegetazione forestale era verosimile limitata anche da frequenti incendi, come suggerito dal rinvenimento di alte concentrazioni di microcarboni (Avigliano *et al.*, 2000; Pini, 2002; Vescovi, 2007).

Nell'anfiteatro del Garda intorno a 17,5 - 16,5 cal kyr BP la vegetazione era composta da larice e pino mugo (Lago di Ledro, Prov. di Trento: Beug, 1964; Lago Lucone, Prov. di brescia: Valsecchi *et al.*, 2006; Riparo Tagliente, Prov. di Verona: Maspero, 1996), mentre nell'anfiteatro del Tagliamento erano presenti larici-cembreti (Lago di Ragogna, Prov. di Udine: Monegato *et al.*, 2007). Infine, nell'anfiteatro di Vittorio Veneto e sulle colline circostanti vi erano foreste a parco di larice, con pino silvestre e pino mugo (Laghi di Revine, Prov. di Treviso: Casadoro *et al.*, 1976; Kromer *et al.*, 1998; Friedrich *et al.*, 1999). Le Prealpi Venete, Trentine e Friulane (Paleolago di Palughetto, Prov. di Belluno: Avigliano *et al.*, 2000, Vescovi, 2007; Lago di Lavarone, Prov. di Trento: Arpentini, 2006, inedito) erano ricoperte da estese mughete fino ad oltre 1050 di altitudine.

Nella successione lacustre di Ragogna è stata registrata una fase di parziale arretramento della foresta a parco che si era sviluppata durante l'inizio del Tardiglaciale, risalente a circa 17 - 15,6 cal kyr BP. Questa interruzione della successione forestale pioniera, che precede l'interstadio Bölling-Allerød, può essere attribuita ad una fase fredda, per la quale è stato indicato il nome di "oscillazione di Ragogna" (Monegato *et al.*, 2007) e per la quale è stata ipotizzato un sincronismo con lo Stadio di Gschnitz (Ravazzi *et al.*, 2007).

6.2.2 L'interstadio di Bölling-Allerød (14,7/14,3-12,7 cal kyr BP)

La prima parte del Tardiglaciale termina in corrispondenza di un drammatico cambiamento nella composizione della vegetazione circa 14,7-14,3 cal kyr BP, all'inizio dell'interstadio Bölling-Allerød, che interessa un *range* altitudinale molto ampio, dalla Pianura Padana fino a oltre 1.800 m di altitudine (Avigliano *et al.*, 2000; Pini, 2002; Vescovi, 2007). Nei bacini palustri-lacustri ebbe inizio l'accumulo di torba e di altri sedimenti biogenici in acque lacustri

aperte (gyttja); al contrario, i tassi di sedimentazione della componente terrigena diminuirono fortemente (cf. Lister, 1988; Heiss *et al.*, 2005; Gehrig, 1997).

Le analisi palinologiche mostrano un aumento della densità forestale che raggiunse una presenza pari al 90%, e una diminuzione della frequenza degli incendi, come presso il Pian di Gembro (Pini, 2002).

La vegetazione nelle Alpi Occidentali risulta essere stata dominata da *Pinus sylvestris*, *Betula*, *Juniperus* e *Larix* (Fisinger *et al.*, 2006), mentre nelle Alpi Orientali da *Pinus sylvestris*, *Larix*, *Picea*, *Betula* e *Pinus mugo* (Vescovi, 2007).

L'espansione forestale all'inizio dell'interstadiale e lo spostamento altimetrico delle associazioni vegetali sfruttabili dall'uomo hanno determinato l'inizio della penetrazione antropica nella fascia prealpina e nelle Dolomiti meridionali, caratterizzata da cacciatori-raccoglitori che poterono sfruttare un'ampia varietà di risorse (Fiore e Tagliacozzo, 2005).

A partire da circa 13,5 cal kyr BP iniziano ad affermarsi sia in pianura che sui rilievi alcune latifoglie termofile sia, come *Tilia* (tiglio), *Ulmus* (olmo), *Quercus* e *Fraxinus excelsior* (frassino maggiore), che portarono quindi alla formazione di boschi misti di composizione variabile in base alle diverse condizioni edafiche (Ravazzi, 2005); questi dati emergono sia dalle analisi palinologiche che dagli studi sui macroresti.

Il margine pedemontano piemontese era caratterizzato principalmente da *Betula*, *Pinus sylvestris* e *Quercus* (Fisinger *et al.*, 2006), mentre la vegetazione lungo il margine pedemontano lombardo era composta da *Pinus sylvestris*, *Betula*, *Larix* e *Quercus* (Wick, 1996; Gobet *et al.*, 2000). In particolare, è stato osservato che presso il Lago Piccolo di Avigliana (Prov. di Torino) la massima espansione della quercia ha preceduto il *tephra* LST (*Laacher See Tephra*), datato 12,9 cal kyr BP, di circa 420-980 anni (Fisinger *et al.*, 2011).

Lungo il margine pedemontano friulano insieme a *Pinus sylvestris*, *P. mugo* e *Betula* era piuttosto diffuso anche *Tilia* (Monegato *et al.*, 2007), così come nelle Prealpi Venete e Friulane, dove viveva insieme a *Picea* (pigna rinvenuta presso il Bacino del Palughetto), *Quercus* e *Larix*, a circa 1.000 m s.l.m. (Vescovi *et al.*, 2007; Bacino del Palughetto: Avigliano *et al.*, 2000).

E' stato possibile circoscrivere l'ambito cronologico relativo alla fase di massima espansione delle latifoglie termofile nel sito lacustre di Avigliana (Fisinger *et al.*, 2006). Questo è stato possibile in seguito all'individuazione del *Laacher See Tephra* (LST), datato 12,9 cal kyr BP sulla serie di varve del Meerfelder Maar (Litt *et al.*, 2003) e 13,2 – 13,01 cal kyr BP in base a determinazioni radiocarboniche di precisione su serie dendrocronologiche (Friedrich *et al.*, 1999).

6.2.3 Il Dryas Recente (12,7-11,5 cal kyr BP)

L'intervallo cronologico del Dryas Recente può essere definito tramite il modello età-profondità proposto da Finsinger *et al.* (2006), secondo il quale l'inizio è datato 12,7 cal kyr BP, cioè circa 200 anni dopo il LST; peraltro questo dato risulta sincrono al brusco inizio isotopico del Dryas Recente nelle carote di ghiaccio in Groenlandia.

La vegetazione seguente quella dell'interstadio Bølling-Allerød è caratterizzata da una progressiva flessione del tasso di afforestamento (AP), soprattutto nelle aree montane (Pian di Gembro, Pini, 2002), mentre nelle aree pedemontane padane (ad es. Lago di Annone: Schneider, 1978; Wick, 1995, 1996 e 2006 c) la diminuzione delle piante arboree è stata meno accentuata. Si nota che invece nelle basse Prealpi Orientali nell'anfiteatro del Tagliamento si verificò l'espansione dell'abete rosso (Wick, 2006 b). Per quanto riguarda l'abbassamento del limite degli alberi, si ipotizza che sia rimasto nell'ordine di 200-300 m (Ravazzi *et al.*, 2007).

La diminuzione della densità forestale ha avvantaggiato il genere *Artemisia* e altre entità elio-xerofitiche tipiche di praterie, steppe e arbusteti xerofitici (*Juniperus* nelle aree pedemontane), mentre non reagiscono le ericacee proprie di brughiera (rodoro-vaccinieti, brughiere ad erica - *Erica*). Questa dinamica è tipica di climi continentali a forte insolazione e semiaridi, in cui si sviluppano ecotoni di foresta-steppe (Walter e Breckle, 1986).

Il Dryas recente fu caratterizzato da una relativa stabilità nella composizione vegetazionale, a parte una modesta espansione di latifoglie termofile (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*) nella sua seconda metà in alcuni siti pedemontani (Lago di Avigliana: Finsinger *et al.*, 2006; Lago di Annone: Schneider, 1978; Wick, 1995, 1996 e 2006 c).

Risalgono alla seconda metà del Dryas Recente depositi di origine glaciale relativi allo stadio di Egesen, durante il quale presumibilmente l'estensione dei ghiacciai era maggiore rispetto a quella riferibile all'interstadio di Bølling – Allerød: ciò è ipotizzabile in quanto non sono noti sulle Alpi depositi infatti, Alpi non sono noti depositi glaciali riferibili a quest'ultimo periodo. La culminazione dello stadio di Egesen avvenuta tra seconda metà Dryas recente e l'inizio del Preboreale è stata datata con il metodo del ^{10}Be ; altre due culminazioni sono state registrate all'inizio dell'Olocene, presumibilmente tra i periodi Preboreale e Boreale, sia nelle Alpi Svizzere che in quelle Italiane occidentali (Ivy-Ochs *et al.*, 1999; Kelly *et al.*, 2004; Federici *et al.*, 2006).

Si nota che all'interno della sequenza del Lago Piccolo di Avigliana è stato individuato il *Vedde Ash* (VA), *microtephra* risalente a circa 12 200 cal yr BP; questo sito è al momento l'unico sito noto nelle Alpi Meridionali a conservare le tracce dei *tephra* LST e VA.

6.3 Il Tardiglaciale nella Provincia di Como

La ricostruzione della vegetazione dell'area urbana di Como è stata possibile in passato grazie ad alcuni studi su macroresti vegetali provenienti da contesti archeologici e da alcuni carotaggi continui effettuati in città, in occasione dei quali è stato possibile effettuare contestualmente anche analisi del polline contenuto.

All'interno della città di Como è stato effettuato un sondaggio a carotaggio continuo presso S. Abbondio nel 2003 (Capelletti, 2004; Capelletti, 2008); è stato rinvenuto a circa 5 m dal piano di campagna (posto a 209 m s.l.m.) un frammento di legno che è stato datato a 13.230 +/- 120 yr BP, cioè circa 15 900 cal yr BP (Capelletti, 2004).

Sono state anche condotte analisi palinologiche (Rossi, analisi 2004; Capelletti, 2008) i cui risultati mostrano due fasi distinte nella dinamica vegetazionale tardiglaciale. La fase più antica era caratterizzata da *Poaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* e *Pinus sylvestris*, mentre la più recente da una dominanza di *Betula*, *Juniperus* e *Pinus* per le specie arboree, e di *Artemisia* e *Poaceae* per quelle erbacee.

L'analisi di una successione di sedimenti glaciolacustri (Castelletti e Orombelli, 1986; Castelletti e Maspero, 1992 a, 1992 b) ricavati da una serie di sondaggi a carotaggio continuo effettuati nel cortile della chiesa di S. Abbondio in Como ha permesso di riconoscere alla base delle ghiaie un livello di sabbie ricche di legni di *Pinus sylvestris/montana*, *Picea/Larix* e *Acer* sp.; il livello è datato 11.730 +/-180 yr BP.

6.4 L'Olocene nella Regione Insubria

Il Dryas Recente termina con una drammatica esplosione della vegetazione forestale termofila che marca l'inizio dell'Olocene in corrispondenza di un notevole aumento delle temperature, assimilabile all'evento sincrono osservabile nelle registrazioni isotopiche delle carote di ghiaccio (Dansgaard *et al.*, 1989) e nello spessore degli anelli di accrescimento dei tronchi (Friedrich *et al.*, 1999). Durante l'inizio dell'Olocene sono stati individuati due fasi dello stadio glaciale di Egesen, che ebbe inizio durante la seconda metà del Dryas Recente nelle Alpi Svizzere e in quelle Italiane occidentali; le due fasi sono state denominate Kartell, di possibile età Preboreale, e Kromer, forse boreale 8,2 cal kyr BP (Ivy-Ochs *et al.*, 2007).

Le indagini palinologiche effettuate su numerosi siti hanno permesso di effettuare un'accurata ricostruzione delle dinamiche vegetazione oloceniche nella regione insubrica, di cruciale interesse per gli scopi del presente lavoro di ricerca. I siti presi qui in esame sono dislocati in Italia in Lombardia e in Svizzera nel Canton Ticino. I siti italiani si trovano nelle Province di Varese - laghi di Varese (Schneider, 1978), Biandronno (Schneider, 1978) e Ganna (Schneider e Tobolski, 1985), di Como - laghi del Segrino (Wick, 1995, 1996; Gobet *et al.*, 2000) e di Alserio (Wick, 2000), e di Lecco - Lago di Annone (Schneider, 1978; Wick, 1995, 1996 e 2006 c). I siti svizzeri sono rappresentati da Lago di Origgio (Tinner *et al.*, 1999), Lago di Lugano (Wick, 1989 a), Gola di Lago (Zoller e Kleiber, 1971; Burga, 1982), Lago di Muzzano (Tinner *et al.*, 1999; Gobet *et al.*, 2000) e torbiera di Balladrum (Hofstetter *et al.*, 2006).

L'inizio dell'Olocene è caratterizzato da una vegetazione costituita da foreste temperate continentali costituite principalmente da pino e betulla (circa 12 500 cal yr BP). Questo periodo, caratterizzato da una tendenza all'innalzamento delle temperature, è denominato anatermico (cf. AA.VV., 1984).

In seguito, circa 10 000 cal yr BP, contemporaneamente a un ulteriore aumento delle temperature (periodo ipsotermico; cf. AA.VV., 1984) si diffusero fitocenosi a carattere spiccatamente termofilo, composte prevalentemente da pino, quercia decidua, tiglio, olmo, nocciolo (*Corylus avellana*). Si ritiene che il querceto misto provenisse da stazioni relitte poste nelle zone meridionali delle penisole Iberica, Balcanica e dell'Italia (Brewer *et al.*, 2002; Petit *et al.*, 2002). La direzione della migrazione di *Quercus* lungo le Alpi negli ultimi 15 000 anni fu verso N; la maggiore velocità di espansione delle popolazioni di *Quercus* a partire dal Tardiglaciale è stata rilevata in corrispondenza del miglioramento climatico olocenico (van der Knapp *et al.*, 2005).

A Biandronno già da circa 9 300 cal yr BP comparve *Picea abies*. E' emerso che questa specie, la cui direzione di migrazione era verso O, raggiunse la massima espansione nella prima metà dell'Olocene (van der Knapp *et al.*, 2005).

Quando il clima divenne più oceanico si stabilirono boschi misti di abete bianco, per lo più predominante, e latifoglie tra le quali si afferma l'ontano, approssimativamente 8 200 cal yr BP; si costituirono così le cosiddette "Insubrian forests" (Tinner *et al.*, 1999). Presso il Lago di Annone a partire da 8 000 cal yr BP si diffonde anche l'abete rosso.

Abies alba ebbe la sua massima diffusione tra 7 000 e 6 000 cal yr BP presso i laghi di Alserio e di Annone, mentre in siti di quota maggiore, come a Gola di Lago situato a 970 m s.l.m. l'abete bianco era fortemente diffuso già 8 000 cal yr BP circa. L'abete bianco che colonizzò l'Europa Centrale durante l'Olocene proviene da rifugi posti sugli Appennini.

Fasi caratterizzate da ulteriori riscaldamenti climatici a livello locale possono essere suggeriti dalla presenza di specie sub-mediterranee e mediterranee, quali *Ostrya* (carpino nero), *Fraxinus ornus* (orniello), *Vitis* (vite), *Buxus* (bosso), *Quercus ilex* type (leccio), *Olea* (ulivo), *Phyllirea* (ilatro) e *Pistacia* (terebinto), che compaiono principalmente nelle sequenze polliniche del Lago di Origlio e di Lugano.

Successivamente, contestualmente alla diminuzione delle temperature avvenuta nel cosiddetto periodo catatermico (cf. AA.VV., 1984), comparve e si affermò il faggio, la cui diffusione fu favorita dalla drammatica diminuzione dell'abete bianco; queste formazioni vegetazionali sono state denominate "Late Insubrian forests" (Tinner *et al.*, 1999).

Il drastico declino dell'abete bianco, circa 5 000 cal yr BP nelle Prealpi, fu fortemente favorito da fattori antropici legati all'uso del territorio e in particolare del fuoco: molteplici ricerche indicano una forte correlazione tra la diminuzione e quasi totale scomparsa dell'abete bianco e l'aumento di microcarboni indicatori di incendi (Tinner *et al.*, 1999; Carcaillet e Muller, 2005; Wick e Möhl, 2006 c; Valsecchi *et al.*, 2010).

L'affermazione del faggio è attestata a circa 6 000 cal yr BP presso il Lago di Alserio, 5 000 cal yr BP presso il Lago di Annone e 4 500 cal yr BP presso i laghi di Origlio, del Segrino, di Muzzano e di Biandronno. Presso il Lago del Segrino compaiono in questo periodo, circa 6 000 cal yr BP, le prime tracce di abete rosso. Si ritiene che i rifugi primari del faggio all'inizio del Tardiglaciale (tra circa 15 e 11 kcal yr BP) si trovassero lungo la Cordigliera Cantabrica, i Pirenei, la Croazia, la Slovenia, e, in misura minore, nelle aree meridionali di Francia e Italia (Magri, 2008). Si è anche ipotizzato che la diffusione olocenica del faggio abbia avuto origine in gran parte da "cryptic refugia", cioè aree di dimensioni modeste con microclimi locali stabili (Stewart e Lister, 2001). Lo studio di macroresti vegetali ha dimostrato che esistevano rifugi di faggio con queste caratteristiche in Europa centrale e orientale (Birks e Willis, 2008).

Il faggio migrò durante il Tardiglaciale lungo le Alpi verso S, e raggiunse la massima espansione tra 8 000 e 5 000 cal yr BP. La tardiva diffusione del faggio rispetto alle altre specie deve essere stata influenzata anche dalla presenza di un gran numero di competitori in piena espansione fin dall'inizio dell'Olocene (Van der Knapp *et al.*, 2005). L'ascesa ed espansione del faggio sono legate al collasso dell'abete bianco; questo fenomeno non viene spiegato completamente da motivi climatici, in quanto faggio e abete bianco hanno esigenze ecologiche simili. Il rinfrescamento del clima ha favorito il faggio rispetto ad altre specie con esigenze ecologiche differenti, ma il faggio non avrebbe probabilmente preso il sopravvento se non ci fosse stata la scomparsa dell'abete bianco che ha lasciato spazi liberi nei boschi.

In seguito foreste con quercia e ontano rimpiazzarono le faggete (3 600 cal yr BP circa). Durante questa fase, tra l'Età del Bronzo e l'Età del Ferro, sono state registrate ad esempio presso il Lago di Origlio alti valori dell'influsso di microcarboni, segnale di una forte pressione antropica sul paesaggio vegetale, in questo caso esercitata tramite l'impiego del fuoco per disboscare (Tinner e Conedera, 1995; Tinner *et al.*, 2009; Conedera *et al.*, 2004 a). Successivamente, circa 2 000 cal yr BP, durante l'età Romana, il castagno si affermò a scapito delle altre specie, favorito dall'uomo tramite coltivazione. In particolare, è emerso che la regione insubrica è stato il più importante centro di coltivazione del castagno nell'Ovest Europa già in età romana, mentre nell'Europa dell'Est questo genere di coltivazione era in declino (Conedera *et al.*, 2004 b). Si hanno invece molteplici testimonianze che comprovano l'intensiva coltivazione di questa specie in età medievale.

In base all'analisi di numerosi dati palinologici, le aree rifugio quaternarie più probabili per il castagno sono la Regione Transcaucasica, l'Anatolia Nord-Occidentale, l'area circostante la costa tirrenica dalla Liguria al Lazio lungo la fascia appenninica, la regione attorno al Lago di Monticchio (Basilicata) in S-Italia, e la costa Cantabrian della Penisola Iberica (Krebs *et al.*, 2004). Sembra che il castagno potesse essere presente in Canton Ticino già in epoca preromana, in base alle datazioni emerse su carboni, dei quali il più antico risale a 3 590 - 3 370 cal yr BP (Hajdas *et al.*, 2007). Uno dei frammenti di carbone di castagno ritrovati nel sondaggio S1 di Como-Piazza Verdi è risultato risalente a 4 780 - 4 165 cal yr BP (Motella, 2009; inedito). Anche il ritrovamento di granuli pollinici in età preromana (ad es. circa 9 000 cal yr BP a Balladrum) può essere una prova della presenza di questa specie nei boschi prima che intervenisse l'uomo ad introdurla e coltivarla. Tuttavia, non essendo possibile avere la sicurezza che non si tratti di contaminazioni o di granuli arrivati da posti lontani, è probabilmente più opportuno fare riferimento ai resti macroscopici. E' stato ipotizzato che il castagno in età preromana non avesse capacità di formare ampie popolazioni, e sarebbe quindi spiegato il motivo per cui tracce di castagno sono state trovate in contesti locali e non su grande scala (Hofstetter *et al.*, 2006).

6.5 L'Olocene nella Provincia di Como

Dati utili per la ricostruzione del paesaggio vegetale locale dell'area di Como e provincia sono forniti dai macroresti vegetali, cioè legni e carboni (Castelletti, 1990 b).

La maggior parte degli studi a disposizione su macroresti botanici relativi alla Provincia di Como si riferisce a contesti archeologici risalenti ad un arco temporale compreso tra il Mesolitico (a quote intorno ai 1.000 m: Erbonne e Monte Cornizzolo) e il basso Medioevo (Como-Porta Pretoria), ed è stata svolta nell'arco degli ultimi 30 anni presso il Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como.

I dati relativi al Mesolitico provengono dai siti di Erbonne (940 m s.l.m.; Biagi *et al.*, 1993; Maspero e Castelletti, 1994; Marchiò, 2007; Castelletti e Cermesoni, 2009 a), in particolare il riparo sotto roccia "Tana di Erbonne", e del pianoro sottostante la cima del Monte Cornizzolo (1.110 m s.l.m.; Castelletti e D'Errico, 1984; Castelletti *et al.*, 1984), accampamento estivo di cacciatori-raccoglitori. E' emerso che la vegetazione era costituita da boschi misti di abete bianco, pino silvestre/montano e latifoglie, quali il frassino e l'acero.

Le evidenze di frequentazione umana nel Neolitico sono molto limitate per l'area comasca. A Montano Lucino (Biagi *et al.*, 1986) sono state rinvenute tracce di presenza antropica neolitica (circa 7 500 cal yr BP, cultura dei Vasi a Bocca Quadrata); i carboni rinvenuti in questo contesto appartengono a *Abies alba*, *Populus*, *Betula*, *Corylus avellana*.

Caratteristiche peculiari locali della vegetazione di alta quota sono state rilevate in Val Cavargna, nel sito neolitico (circa 6 000 cal yr BP) rinvenuto a 1.824 m s.l.m. (Banchieri *et al.*, 2009; Castelletti *et al.*, 2009 b, 2009 c). In questo sito sono stati rinvenuti carboni di due latifoglie, acero e maggiociondolo, mentre è assente l'abete bianco, sempre presente nelle altre zone della Valle almeno fino a AD 1 500 circa (Castelletti *et al.*, 2010 a, b; Castelletti *et al.*, 2011). Al momento si può ipotizzare che questa assenza possa essere dovuta a una particolare pressione antropica in una zona montana sfruttata per accampamenti stagionali, oppure alla presenza stagionale di mandrie di ungulati, in particolare cervi.

Al di fuori della Provincia di Como i siti neolitici collinari scoperti sono l'Isolino di Varese (Prov. di Varese; Castiglioni e Rottoli, 2000), Ello (Prov. di Lecco; Lorenzi, 1988, 1990, 1991; Casini, 1994; Martinelli, 2010 a, inedito) e Lagozza (Prov. di Varese; Castelletti, 1976 c). La vegetazione che emerge dall'analisi dei resti vegetali concorda con quella ritrovata nella Provincia di Como essendo emerso che era composta da *Fagus sylvatica*, *Alnus glutinosa/incana*, *Quercus* (caducifoglia), *Abies alba*, *Corylus avellana*, *Betula* e *Carpinus*.

Testimonianze di elementi della vegetazione durante l'Età del Rame provengono dal sito "Grotta del Maiale". Si tratta di una grotta così denominata in quanto sono stati rinvenuti resti faunistici perlopiù appartenenti a suini. La grotta venne utilizzata, probabilmente durante l'Eneolitico, come una piccola necropoli a inumazione e successivamente come riparo (Gagliardi, 1970, 1973). Le entità tassonomiche vegetali complessivamente rinvenute sono quercia, nocciolo, olmo/maggiociondolo, tasso, abete bianco, pruno, faggio e pino; inoltre, è stato riconosciuto anche un nocciolo di corniolo (Martinelli, 2010 c, inedito).

I carboni conservati in una tomba risalente all'Età del Bronzo Medio a Canzo, in Provincia di Como (Isacchi, 1970), hanno permesso di rintracciare la presenza in tale periodo di acero, nocciolo e quercia (Martinelli, 2010 b, inedito), specie distribuite anche attualmente a questa quota. Nelle immediate vicinanze, lungo la sponda Nord del Lago del Segrino, sono state rilevate molteplici evidenze di insediamenti dell'Età del Bronzo Antico, molto simili ad altre nell'area lariana (Gagliardi, 1983).

Le entità tassonomiche complessivamente rinvenute sono quercia, nocciolo, olmo/maggiociondolo, tasso, abete bianco, pruno, faggio e pino. E' stato riconosciuto anche un nocciolo di corniolo (Martinelli, 2010 b, inedito).

In Piazza Roma a Como, non lontano dalla zona del lungolago, in uno scavo aperto durante la realizzazione di un parcheggio interrato, sono stati rinvenuti sedimenti olocenici deltizi attribuibili al torrente Cosia prima della deviazione in epoca storica. Sono stati rinvenuti frammenti lignei e carboni tra 11 e 15 m di profondità dal piano di campagna (199 m s.l.m.), con *Fagus* a 15 m, *Fraxinus*, *Hedera* (edera) e latifoglie di ripa tra 14 e 13 m, e *Quercus* e *Fraxinus* tra 12 e 11 m (Bini e Castelletti, 1987). Non essendo disponibili datazioni radiocarboniche, è possibile solamente indicare un termine *post quem* fissato dall'inizio della diffusione del faggio a circa 5 000 cal yr BP.

Durante l'Età del Ferro l'area comasca fu interessata da intense frequentazioni antropiche della cultura di Golasecca; molti dati paleobotanici provengono dallo studio dei carboni rinvenuti in contesto funerario, cioè dai roghi delle cremazioni. Presso il sito archeologico della Ca' Morta (X-IX e VII-VI sec. BC) è stata riscontrata la presenza delle specie tipiche del querceto mesofilo, delle rive dei corsi d'acqua e dei suoli idromorfi, come *Populus* e *Alnus* (Castelletti, 1978, 1983 a, 1983 b). Inoltre, si è potuto rintracciare *taxa* indicatori di diradamento della foresta, pioniere o lucivaghe, che crescono nelle radure o lungo i margini dei boschi, quali il nocciolo e il gruppo denominato *Pomoideae*, comprendente specie non distinguibili tra loro tramite analisi antracologica (pero e melo selvatici, biancospini). Sono stati rinvenuti anche *taxa* che attualmente vegetano tipicamente nel piano montano (Del Favero *et al.*, 1990), quali faggio

(Negri, 1920), abete bianco e abete rosso, che in passato scendevano più facilmente verso altitudini inferiori. La diffusione di specie di clima fresco potrebbe essere stato favorito anche dalla riduzione delle temperature avvenuta durante l'oscillazione "Göschenen I", compresa tra circa 1.000 e 600 BC e individuata tramite studi su dati geochimici (carotaggi in Groenlandia), sedimentologici e paleobotanici (O'Brien *et al.*, 1995; Haas *et al.*, 1998; cf. Castelletti, 1983 b). Nella necropoli di via Tito Livio a Como (IX-VIII sec. BC) è emersa la presenza di una vegetazione molto simile a quella della Cà Morta, composta da quercia, carpino bianco, frassino maggiore, tiglio e faggio (Castiglioni e Cottini, 1999).

Lo studio dei legni scoperti in un pozzo presso Rondineto, databili intorno al V secolo BC (Castelletti, 1976 a; Castelletti, 1983 a), ha permesso di rintracciare la presenza di *Abies alba*, *Juniperus* sp., *Pinus* cf. *sylvestris*, *Populus* sp., *Corylus avellana*, *Fagus sylvatica* e *Quercus* sp.. Presenze di faggio e *Betula* sp. sono state accertate per il VI sec. BC grazie allo studio dei carboni rinvenuti in una tomba presso Caviglio-Pregosa (Monte di Brunate) (Castelletti, 1976 a; Castelletti, 1983 a).

Recenti ricerche presso il sito del Nuovo Ospedale S. Anna a Montano Lucino hanno permesso di studiare campioni di legno contenuti in unità stratigrafiche sottostanti le tombe dell'età del Ferro, che dovrebbero quindi risalire ad un periodo precedente ai VI-V sec. BC (Franzoso, 2008, inedito). Alla base della sequenza sono presenti frammenti di legno di *Juniperus* e di *Salix*, mentre risalendo sono rappresentati anche *Alnus*, *Vitis vinifera*, *Fagus sylvatica* e *Ilex* (agrifoglio).

Si nota che durante l'Età del Ferro, i boschi di quercia nell'area comasca erano verosimilmente sottoposti ad uno sfruttamento meno intenso rispetto a siti coevi del Nord Italia, studiati sotto il profilo antracologico. In particolare la maggiore differenza si nota prendendo in esame i siti di Padova ed Este (Prov. di Padova), nei quali è stata riscontrata una presenza di quercia inferiore e, al contrario, di *Pomoideae* fortemente superiore (Castelletti *et al.*, 1990; Motella De Carlo, 1998, 2002, 2005; Martinelli, 2009, inedito). Questo vale anche per altri siti non solo lombardi (Golasecca e Sesto Calende, Prov. di Varese: Castiglioni *et al.*, 1992), ma anche piemontesi (Valdieri, Prov. di Cuneo: Motella De Carlo, 2008; Morano sul Po, Prov. di Alessandria: Motella De Carlo, 1999 e 2006) ed emiliani (Casteldebole, Prov. di Bologna: Castiglioni *et al.*, 1992).

Tuttavia segnali di pressione antropica sono riscontrabili nel comasco dove compaiono specie pioniere di aree deforestate e adatte agli ambienti di sfoltimento dei boschi (radure), nonché *taxa* che si insediano nelle zone dove i coltivi vengono abbandonati; questo si verifica soprattutto presso il sito della Cà Morta, in cui è stata ritrovata una consistente quantità di nocciolo.

In età Romana, la vegetazione era composta prevalentemente da quercia, nocciolo, faggio e cerro, da quanto emerge dalle analisi paleobotaniche dei resti provenienti dal sito di Mariano Comense, in Prov. di Como (Castiglioni *et al.*, 1999). E' stato possibile rintracciare la presenza di altre piante grazie al rinvenimento di frutti e semi, appartenenti a noce, castagno, dattero e pesco.

I resti vegetali rinvenuti presso il sito di Via Benzi a Como, risalente al II sec. d. C., indicano una vegetazione composta in quantità predominante dal faggio, con scarsa presenza di quercia, nocciolo, acero, cerro, ontano, frassino maggiore, olmo e pruno (Castiglioni e Rottoli, 2006). Successivamente, nel AD 200 circa, la quantità di faggio diminuisce drasticamente a vantaggio soprattutto della quercia, alla quale si accostavano il castagno, l'abete bianco, l'ontano e il pino.

Testimonianze sulla vegetazione tra l'Età Tardo Antica (AD 300 - 400 circa) e l'Alto Medioevo (AD 500 - 1 000) provengono dal sito di Como-Porta Pretoria (Castelletti *et al.*, 2005). Emerge che il castagno era a quell'epoca l'essenza più diffusa, che grazie all'intervento dell'uomo ha soppiantato la quercia e il faggio. Si nota che il faggio, malgrado lo sfruttamento antropico subito e la concorrenza del castagno, era ancora presente in età romana e forse anche durante il Medioevo almeno in formazioni relitte, anche a basse quote dove oggi non vegeta più (Negri, 1920; Giacomini, 1958; vedi § 15.3.2).

In età basso medievale le specie maggiormente diffuse erano faggio, quercia e ontano, come emerso dalle ricerche paleobotaniche sul sito di Como Via Albertoli - Piazza Gobetti (Castelletti, 1988). Si nota che il faggio doveva essere ancora presente in relitti anche in pianura e collina. Il ritrovamento di abete rosso/larice ha fatto ipotizzare un trasporto a distanza di alberi di queste specie di altitudini superiori rispetto a Como, essendo largamente impiegate per opere di carpenteria.

6.6 L'evoluzione del paesaggio vegetale emersa dalle analisi paleobotaniche sul sondaggio S1

Le analisi silotomiche, antracologiche e paleocarpologiche sui macroresti vegetali prelevati dal carotaggio S1 hanno permesso di delineare le caratteristiche del paesaggio vegetale dell'area di Como tra Tardiglaciale e Olocene.

La riforestazione del bacino di Como risulta già iniziata, in base alla datazione radiocarbonica in possesso, circa 18 000 cal yr BP. Le prime specie che si insediarono furono abete rosso/larice, pino e betulla (*Betulla* sp.). Più tardi comparvero il salice e il ginepro.

L'affermazione delle specie del querceto mesofilo divenne importante a partire da circa 5 500 cal yr BP, quando i *taxa* tipici di questa fitocenosi si espansero causando una diminuzione delle conifere. Le entità tassonomiche attestata con maggior continuità sono la quercia e il carpino; queste specie formano l'associazione denominata *Quercus-carpinetum boreoitalicum* (Pignatti, 1953). Sono state trovate poi numerosi legni e frutti di ontano che, insieme al salice, costituiva la vegetazione igrofila ripariale degli ambiti fluvio-lacustri.

Significativo è il ritrovamento di carboni di castagno (*Castanea sativa*) risalenti a circa 5 500 cal yr BP: infatti, il castagno è stato finora rinvenuto nell'area di Como sotto forma di carboni solo a partire dai primi secoli dell'Impero romano, quando venne messo a coltura. Altre tracce di castagno in epoca preromana sono costituite da carboni rinvenuti in Ticino, il più antico dei quali risale a 3 590 - 3 370 cal yr BP (Hajdas *et al.*, 2007). Anche il ritrovamento di polline in età preromana (ad es. circa 9 000 cal yr BP a Balladrum) può essere una prova della presenza di questa specie nei boschi prima dell'età romana, anche se nel caso del polline, come già detto, può trattarsi di trasporto da lunghe distanze.

A partire da circa 4 500 cal yr BP erano presenti anche l'olmo e il frassino, specie che costituiscono i quercio-ulmeti, che si installano in zone più umide rispetto al quercio-carpinetum. In questo periodo ebbe anche inizio la diffusione del faggio.

Segnali di pressione antropica sono rappresentati dall'aumento del nocciolo e di altre specie legate alle radure e ai margini dei boschi, che indicano quindi attività di disboscamento. Anche queste specie si diffondono soprattutto a partire da 4 500 cal yr BP.

Nella parte più alta della sequenza emerge la diffusione del castagno e sono più frequenti le tracce di coltivi, costituite ad esempio da una cariosside combusta di probabile spelta (*Triticum* cfr. *spelta*) e dalla fallopia (*Fallopia convolvulus*), pianta infestante nei campi coltivati.

7. LA STRATIGRAFIA DI S2

7.1 L'apertura delle fustelle

Durante le operazioni di carotaggio sono state utilizzate fustelle di acciaio e PVC scelte di volta in volta in base al tipo di sedimento che si presentava all'estrazione.

Le 27 fustelle di acciaio (\varnothing 8 cm) sono state portate presso l'*Institut für Pflanzenwissenschaften & Oeschger Zentrum für Klimaforschung (Institute of Plant Sciences & Oeschger Centre for Climate Change Research)*. È stato qui possibile estrarre le carote di sedimento contenute spingendole verso l'esterno con un pistone inserito nella fustella; le carote sono state fatte scivolare all'interno di mezzi tubi di PVC (\varnothing 9 cm) e risigillate coprendole con un altro mezzo tubo. Il trasferimento del sedimento in fustelle di PVC si è reso necessario per poter tagliare longitudinalmente in due metà, denominate "a" e "b", tutte le sezioni per le osservazioni stratigrafiche e i campionamenti; il taglio dell'acciaio avrebbe richiesto più tempo e soprattutto l'impegno di operatori specializzati nell'uso di particolari attrezzature. In pochi casi l'estrusione non è stata possibile e si è quindi dovuti ricorrere al taglio delle fustelle. Questa operazione, così come l'attrezzatura per l'estrusione, sono state realizzate dal sig. Willy Tanner.

Le fustelle di PVC utilizzate durante il carotaggio (\varnothing 11 cm) sono state tagliate in due metà, denominate "a" e "b", utilizzando una sega circolare; per quanto riguarda le carote di sedimento contenute originariamente nelle fustelle di acciaio e poi estruse in metà tubi di PVC è stato sufficiente togliere i sigilli e tagliare il sedimento longitudinalmente a metà con l'ausilio di una lastra metallica, in corrispondenza dei margini delle due metà tubi.

Una metà di ciascuna sezione è stata riservata alle analisi palinologiche ("a"), l'altra metà alle analisi dei macroresti, per le datazioni radiocarboniche e per le analisi geochimiche e paleomagnetiche ("b").

Il sedimento contenuto nelle fustelle "a" è stato quindi fotografato con lo strumento "Line Scan Imaging" che permette di ottenere immagini ad alta risoluzione, per ottenere una documentazione delle carote indisturbate per successive osservazioni e verifiche.

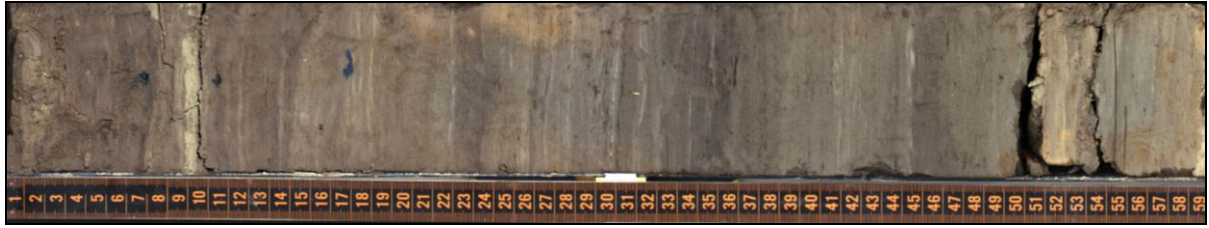


Fig.n°1: foto ad alta risoluzione del sedimento ottenuta tramite Line Scan Imaging. La foto riprende metà della sezione n°20, che presenta laminazioni e frammenti di legno sulla superficie di taglio, in corrispondenza delle macchie bluastre che costituiscono la vivianite che li ricopre.

7.2 I problemi di perdita e/o compressione del sedimento durante il carotaggio: le correzioni per le misure di profondità

All'apertura delle fustelle è stato constatato che la lunghezza del sedimento contenuto era in alcuni casi inferiore o superiore rispetto alla lunghezza del *range* di profondità dal quale proveniva (profondità terebrata). Per i casi di lunghezza inferiore si ipotizzano fenomeni di compressione (forse anche con espulsione di acqua) e/o perdita di materiale, per quelli di lunghezza superiore dilatazione del sedimento all'interno della fustella, soprattutto per i sedimenti incoerenti e grossolani. Nel complesso la lunghezza totale del sedimento recuperato è di circa 51 m, quindi più corta rispetto alla profondità del sondaggio di circa 12 m.

Si è quindi deciso di effettuare una correzione per ogni fustella, calcolando per ognuna di esse un coefficiente dato dal rapporto tra la lunghezza del *range* della profondità terebrata e la lunghezza del sedimento realmente presente nella fustella stessa, approssimato al primo decimale. Un coefficiente superiore a 1 indica quindi che il sedimento nella fustella è inferiore rispetto a quella che ci si aspetta.

Il coefficiente è stato utilizzato per calcolare la profondità corretta di singoli punti all'interno della sezione, tipicamente quelli dei campionamenti. La distanza del punto di campionamento dal top della sezione è stato quindi corretto moltiplicandolo per il coefficiente relativo a quella sezione; il valore ottenuto, approssimato al secondo decimale in metri, è stato quindi sommato alla profondità terebrata del top della sezione stessa. Questo criterio è stato utilizzato anche nella descrizione della stratigrafia per la definizione dei limiti di discontinuità e per la correzione sulla profondità dei valori ottenuti dal log geofisico (che si riferisce alla lunghezza del sedimento realmente presente; vedi cap.9). Tutti i valori di profondità riportati in questa tesi sono stati corretti con tali coefficienti. Si nota che l'errore relativo alla reale profondità di un punto è

contenuto in una singola sezione e non si propaga nelle altre, delle quali si conosce il *range* di profondità terebrata.

A titolo esemplificativo, la fustella n°3 ha raccolto il sedimento compreso in un *range* di profondità terebrata lungo 1.5 m (da 5.50 a 7.00 m), mentre il materiale realmente presente è lungo 1.2 m. Il valore del coefficiente di correzione è: $1.5 / 1.2 = 1.3$; come detto, il valore > 1 indica proprio che il materiale è di lunghezza inferiore rispetto a quanto ci si aspettava. La profondità corretta di un campione prelevato a 5 cm (= 0,05 m) dal top della sezione è: $5.50 \text{ m} + (0,05 \text{ m} * 1.3) = 5.57 \text{ m}$.

7.3 La descrizione della stratigrafia

La descrizione della stratigrafia è stata effettuata dal Dr. Franz Livio - Università degli Studi dell'Insubria.

La descrizione si è basata sulla descrizione delle componenti granulometriche predominanti, con l'aggiunta di elementi utili per la determinazione delle caratteristiche degli ambienti di sedimentazione e dell'origine del sedimento stesso: presenza di torbiditi, laminazioni piane o convolute, *dropstones* (clasti trasportati da pezzi di ghiaccio galleggianti sull'acqua), *zombie stones* (rocce silicatiche galleggianti che rimangono in seguito all'eluviazione delle rocce carbonatiche), *clay chips* (pezzi di argilla), laterizi, resti lignei, carboni, sabbia con acqua, concrezioni di vivianite ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8(\text{H}_2\text{O})$). Per quanto riguarda quest'ultimo minerale, un fosfato idrato di ferro che si presenta di colore azzurro, è stato fino ad ora ritrovato in Provincia di Como solamente presso Piona, dove si trova un filone di vivianite sotto forma di masserelle terrose e di rarissimi cristalli di dimensioni millimetriche (AA.VV., 1995).

Durante l'osservazione del sedimento sono stati campionati a vista alcuni macroresti vegetali (legni e carboni) che apparivano all'interfaccia tra il sedimento e l'esterno; alcuni di essi sono stati utilizzati per le analisi radiocarboniche (vedi cap.8).

Durante le operazioni di carotaggio il sedimento grossolano compreso tra il piano di campagna e 3 m di profondità è stato campionato senza l'utilizzo di fustelle ed è di conseguenza rimescolato senza che se ne sia conservata la stratigrafia. A causa di alcuni problemi tecnici occorsi durante il sondaggio vi sono due gap di materiale che non è stato possibile campionare; gli intervalli sono 13.20 - 14.00 m e 15.10 - 16.00 m.

La stratigrafia schematizzata è costituita da 5 unità (fig.n°2):

1- riporto (0 – 5.33 m): clasti in matrice argillosa o sabbiosa

- 2- fluviale (5.33 – 18.00 m): conglomerati e livelli di ciottoli
- 3- palustre – lacustre (18.00 – 32.40 m): livelli di sabbia, limo e argilla
- 4- glaciolacustre (32.40 - 61.60 m): argille con livelli sabbiosi
- 5- glaciolacustre sabbiosa (61.60 - 65.10 m): sabbie

La parte più superficiale (riporto), compresa tra il piano di campagna e 5.33 m, è costituita da clasti, alcuni dei quali di Calcere di Moltrasio, immersi in una matrice argillosa o sabbiosa, e da blocchi di Calcere di Moltrasio e Granito. La lunghezza del sedimento recuperato di questa unità è di circa 1 m inferiore alla profondità terebrata, con coefficiente di 1.2; ciò può essere dovuto alle operazioni di carotaggio che hanno portato alla compattazione del materiale per l'espulsione dell'acqua presente tra i clasti, oppure alla perdita di sedimento a causa della difficoltà di raccogliere materiale incoerente.

La seconda fase è costituita da episodi di natura fluviale, tra 5.33 e 18.00 m; questo *range* di profondità è caratterizzato perlopiù da conglomerati e livelli di ciottoli, con saltuaria presenza di sabbia e limo. La lunghezza del sedimento recuperato di questa unità è di circa 5 m inferiore alla profondità terebrata, con coefficiente 1.6, valore più alto tra quelli delle 5 unità; le cause di ciò si può ipotizzare siano analoghe a quelle avanzate per l'unità precedente.

Successiva alla fase fluviale è quella palustre-lacustre, costituita da livelli di sabbia, limo e argilla. Il limite superiore di questa fase è 18.00 m, mentre quello inferiore è 32.40. La lunghezza del sedimento recuperato di questa unità è di circa 3 m inferiore alla profondità terebrata (coefficiente 1.3).

Nel livello stratigrafico successivo, che si estende fino alla profondità di 61.60 m, si trovano sedimenti riferibili alla fase glaciolacustre, con predominanza di argille e presenza di alcuni livelli sabbiosi; nelle argille sono visibile alcune laminazioni e sono stati rinvenuti *dropstones*, cioè frammenti litici trasportati da elementi di ghiaccio galleggianti all'interno del lago. La lunghezza del sedimento recuperato di questa unità è di circa 2 m inferiore alla profondità terebrata (coefficiente 1.1).

Da circa 61.60 m fino alla base del sondaggio (65.10 m) si trovano sedimenti glaciolacustri costituiti da sabbie. La lunghezza del sedimento recuperato di questa unità è di circa 1 m inferiore alla profondità terebrata (coefficiente 1.5).

Sono illustrati di seguito i passaggi più significativi della descrizione stratigrafica di dettaglio.

I primi 3 m dal piano di campagna sono stati campionati senza l'utilizzo di fustelle e non se ne è di conseguenza conservata la stratigrafia.

Da 3 m fino a circa 4.20 m di profondità si trovano materiali di riporto costituiti da clasti polimittici angolari e subangolari in matrice argillosa; più in profondità, fino a circa 5.40 m si trovano invece sabbie limose. A 4.20 m e 5.33 m di profondità sono stati rinvenuti due blocchi di Calcere di Moltrasio, il primo dei quali probabilmente parte di un muretto essendo squadrato. A 49.20 m è stata rilevata la presenza di un blocco di granito.

A partire da circa 4.20 m ha inizio la fase fluviale costituita fino a circa 7.00 m da limo e sabbie, e più in profondità, fino a 17.50 m circa, da conglomerati polimittici e livelli di ciottoli puliti subangolari e sub arrotondati. A circa 16.50 e 17.00 m vi sono due livelli sabbiosi.

La componente sabbiosa si ripresenta nella fase successiva (palustre-lacustre) fino a circa 21.00 m, seguita da livelli di limo fino a 24 m e da argilla fino a circa 31.50 m. In questi sedimenti fini sono state osservate numerose laminazioni e tracce di torbiditi, e 4 livelli spessi circa 50 cm di limo. A circa 32.00 m è stato rilevato un livello costituito da un conglomerato con clasti arrotondati e angolari, seguito da limo fino alla fine della fase a 32.40 m.

La successiva fase glaciolacustre è caratterizzata inizialmente da un livello di argilla poi, a partire da 32.70 m, diventano preponderanti silt e sabbia, con presenza anche di alcuni livelli ghiaiosi (ad es. a 33.00 m). Da 34.50 fino a 49.50 m la stratigrafia è quasi del tutto omogenea e caratterizzata da argille con episodi di torbiditi e presenza di *dropstones*, con alcuni sottili livelli limosi e raramente sabbiosi. Più in profondità fino a 53.50 m si trova sabbia con drop stones con un livello di circa 50 cm di argilla a circa 51.60 m. Da 53.50 fino a 60 m circa la stratigrafia torna ad essere dominata dall'argilla con presenza di *dropstones* e di 3 livelli di circa 40 cm di limo. Gli ultimi 1.5 m di questa fase sono caratterizzati da argilla sabbiosa con *dropstones*.

L'ultima parte della fase glaciolacustre, che termina a 65.10 m, è costituita da sabbie.

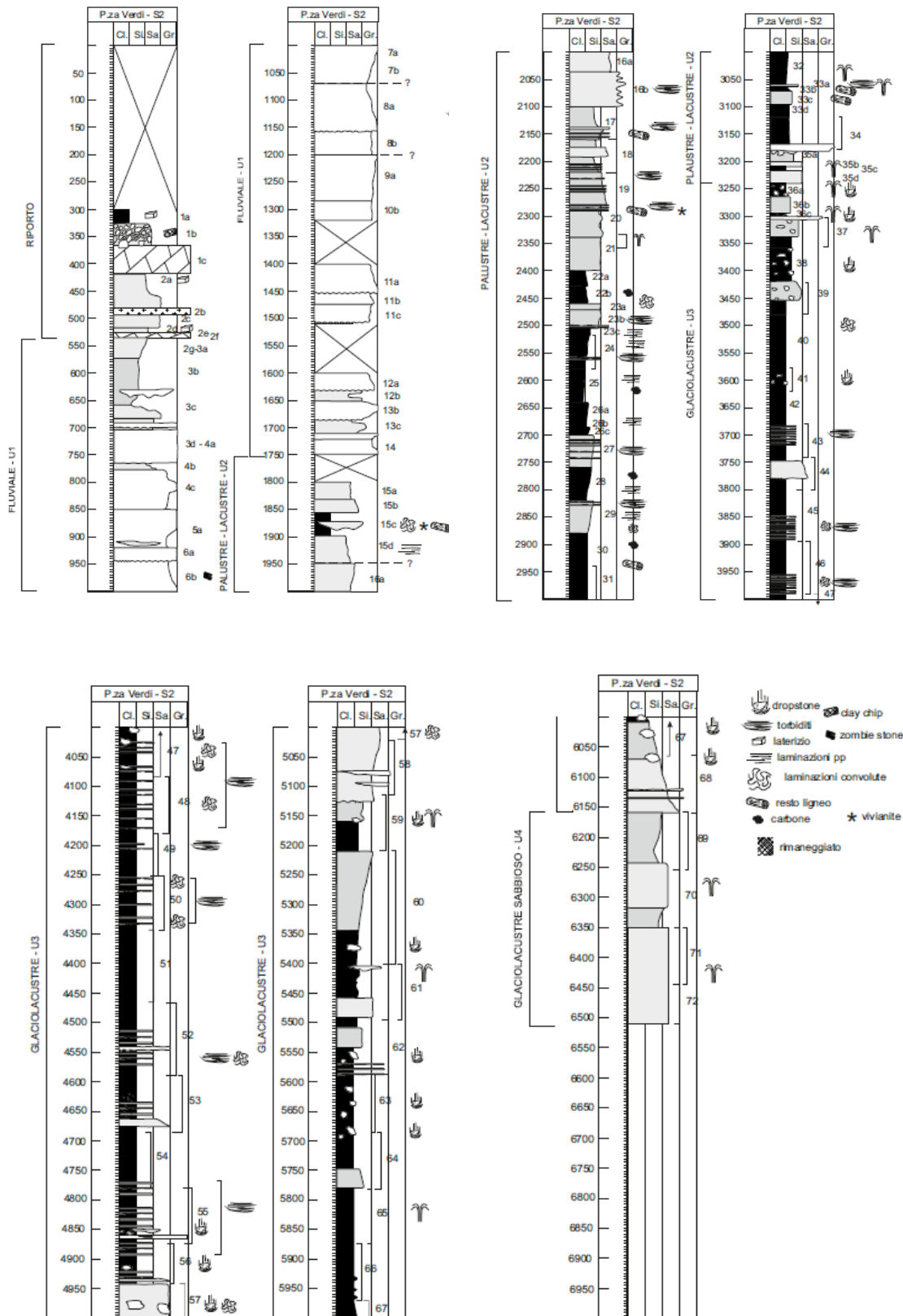


Fig.n°2: la colonna stratigrafica di S2. I numeri sulla destra di ciascuna colonna (1 > 72) corrispondono al numero assegnato a ciascuna fustella al momento del carotaggio. Le lettere indicano le eventuali suddivisioni in più unità sulla base delle caratteristiche stratigrafiche rilevate durante l'osservazione del sedimento.

8. LE DATAZIONI RADIOCARBONICHE SU S2

8.1 Le datazioni ottenute

Per alcune datazioni (vedere seguente tabella per i dettagli) sono stati utilizzati frammenti di legno o carbone prelevati a vista che si trovavano sulla superficie di sedimento che è stata esposta al momento dell'apertura delle carote in due metà.

Sono state effettuate analisi silotomiche sui legni sezionandoli e montando vetrini poi osservati al microscopio ottico a trasmissione; per quanto riguarda il carbone si è proceduto all'analisi antracologica con microscopio episcopico (vedi cap.11 per i dettagli sui metodi di analisi). È stato possibile riconoscere i *taxa* di appartenenza dei campioni tranne in alcuni casi, a causa della preservazione di porzioni non diagnostiche e delle cattive condizioni di conservazione di alcuni frammenti.

Altre datazioni sono state ricavate da vari frammenti organici prelevati dopo lavaggio di campioni di sedimento su setaccio di maglia di 125 μm . Questa operazione si è resa necessaria in quanto non vi erano resti organici visibili ad occhio nudo che potessero essere prelevati a vista. Non è stato possibile ottenere datazioni più profonde in quanto il contenuto organico nei sedimenti sottostanti è pressoché nullo.

Tutti i campioni marcati con * sono stati preparati presso il Centro Universitario Datazioni Milano-Bicocca "CUDaM"; le analisi radiocarboniche sono effettuate presso il laboratorio indicato in tabella. Le datazioni sono state finanziate dai fondi messi a disposizione dal progetto di cooperazione transfrontaliera Italia-Svizzera SITINET "Censimento, valorizzazione e messa in rete di siti geologici e archeologici". Interreg IV A "Geo-Archeositi dell'Insubria".

Le datazioni sono espresse in anni fa (BP) e per "present" si intende l'anno 1950. Tutte le datazioni sono state realizzate con tecnica AMS.

Di seguito si trovano i dettagli sui campioni sottoposti alle analisi radiocarboniche e i risultati delle analisi stesse:

profondità (m da p.c.)	tipo di campione e dimensioni	età convenzionale (BP)	età calibrata (yr BP) 2σ	età calibrata (yr BP) 1σ	denominazione del campione e codice del laboratorio di analisi	laboratorio di analisi	curva di calibrazione utilizzata
18.26	Legno di <i>Angiospermae Dicotyledones</i> (1,5 x 0,6 x 0,2 cm)	3 722 ± 38	4 225 - 3 930	4 145 - 3 990	c. 15 * RC 308	Laboratorio CIRCE della Seconda Università di Napoli	IntCal04
22.82 - 22.86	campione di sedimento (32 cm ³ prima del lavaggio)	4 420 ± 40 BP	5 280 - 4 870	5 210 - 4 890	RD7 361892	Beta Analytic-London e Miami	IntCal09
23.92	Corteccia (2 x 2 x 0,3 cm)	4 554 ± 36	5 435 - 5 050	5 315 - 5 070	c. 21 * RC 309	Laboratorio CIRCE della Seconda Università di Napoli	IntCal04
24.89 - 25.03	campione di sedimento (112 cm ³ prima del lavaggio)	5 100 ± 40	5 890 - 5 640	5 840 - 5 660	RD8 + RD12 364206	Beta Analytic-London e Miami	IntCal09
27.70	Carbone di <i>Angiospermae Dicotyledones</i> (0,4 x 0,2 x 0,2 cm)	6 347 ± 38	7 415 - 7 170	7 325 - 7 180	c. 28 * RC 310	Laboratorio CIRCE della Seconda Università di Napoli	IntCal04
29.42	Legno di <i>Alnus glutinosa/incana</i> (3,5 x 3 x 1 cm)	7 351 ± 37	8 305 - 8 030	8 280 - 8 050	c. 31 * RC 311	Laboratorio CIRCE della Seconda Università di Napoli	IntCal04
30.98	Legno di <i>Alnus glutinosa/incana</i> (0,7 x 0,5 x 0,3 cm)	11 172 ± 49	13 240 - 12 870	13 145 - 12 965	c. 33 D * RC 312	Laboratorio CIRCE della Seconda Università di Napoli	IntCal04
32.51 - 32.59	campione di sedimento (32 cm ³ prima del lavaggio)	9 751 ± 53	11 255 - 10 885	11 235 - 11 150	RD5 * RC 372	Laboratori CIRCE di Caserta	IntCal04
32.90 - 32.91	campione di sedimento (9 cm ³ prima del lavaggio)	7 681 ± 69	8 595 - 8 380	8 540 - 8 415	RD3 * RC 371	Laboratori CIRCE di Caserta	IntCal04

8.2 Il modello età-profondità

Di seguito si trova il grafico relativo al modello età-profondità elaborato per il sondaggio S2 (fig.n°1). Le datazioni sono espresse in cal yr BP 2σ, le profondità in metri dal piano di campagna.

Per ogni punto relativo a ciascuna datazione sono indicati gli errori X e Y (ben visibili in fig.n°2). L'errore X consiste nel *range* di probabilità in cui è inclusa la singola data, anch'esso espresso in cal yr BP 2σ.

L'errore Y indicato nel grafico comprende varie fonti di errore, cioè: l'intervallo di profondità di campionamento per i campioni di sedimento non puntuali, i cm di sedimento persi durante il

carotaggio per le sezioni contenenti il campione datato, l'aumento e la diminuzione di profondità assunti dai campioni contenuti in sezioni capovolte dal punto di vista paleomagnetico (per le due date più profonde). L'errore Y dato dalla perdita di materiale è di lieve entità (compresa tra 0 e 3 cm), tranne che per la data più recente dove c'è stata una grande perdita di sedimento, circa 1 m, cioè 2/3 del totale della sezione. L'errore dato dall'intervallo di profondità di campionamento per i campioni di sedimento non puntuali è compreso tra 1 e 14 cm. Più consistenti sono invece gli errori dati dall'aumento e dalla diminuzione di profondità assunti dai campioni nel caso in cui le sezioni fossero effettivamente capovolte, come sembra dai risultati delle analisi paleomagnetiche (vedi cap.3). Gli errori sarebbero +42 cm per la data più profonda e -30 cm per quella appena sopra.

Dal modello emerge che le due date più profonde appaiono incoerenti rispetto a quelle soprastanti, poiché risultano più recenti di quella immediatamente soprastante e sono ordinate in modo inverso da quanto impone una sedimentazione indisturbata. Le due datazioni sono relative a campione prelevati ai due estremi di una stessa sezione (n°36; vedi anche § 7.3, fig.n°2).

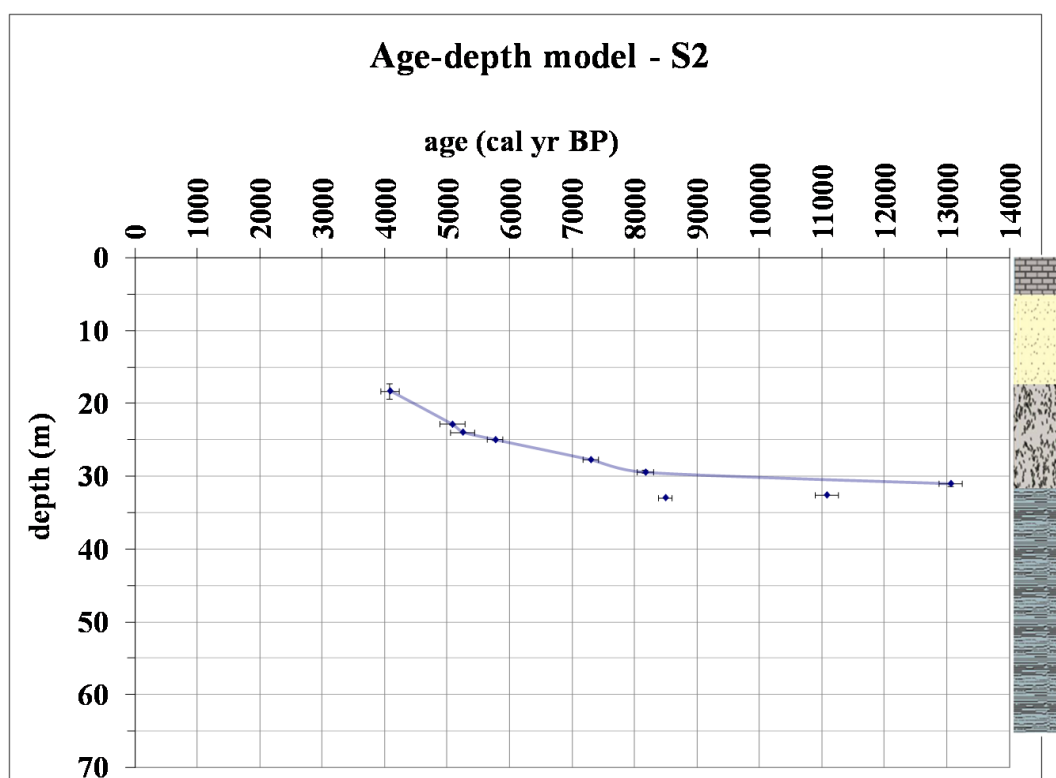


Fig.n°1: modello età-profondità elaborato per il sondaggio S2. L'asse X riporta le datazioni radiocarboniche espresse in cal yr BP, l'asse Y le profondità in metri dal piano di campagna. Per ogni punto, relativo a ciascuna datazione, sono indicati i rispettivi errori X e Y. Le due datazioni più profonde, che risultano incoerenti con il modello età-profondità proposto, sono state escluse dal modello stesso. Sulla sinistra è rappresentata schematicamente la stratigrafia del sondaggio (vedi cap.7).

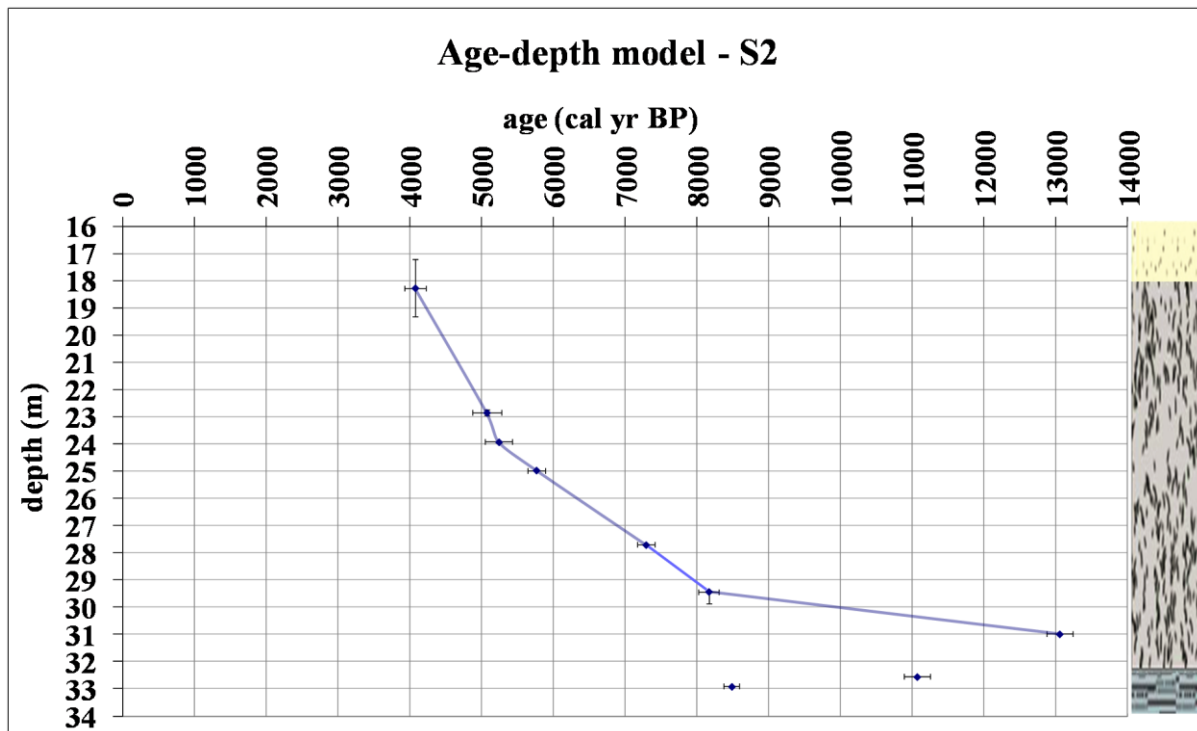


Fig.n°2: dettaglio del modello età-profondità elaborato per il sondaggio S2, che permette di visualizzare più distintamente gli errori X e Y. Le due datazioni più profonde, che risultano incoerenti con il modello età-profondità proposto, sono state escluse dal modello stesso. Sulla sinistra è rappresentata schematicamente la stratigrafia del sondaggio (vedi cap.7).

Per interpretare il problema delle due datazioni problematiche sono state elaborate varie ipotesi, approfonditamente illustrate nel § 14.1.

Il confronto con il modello di S1 (fig.n°3) comunque rivela che gli andamenti delle curve appaiono differenti, ma almeno in parte sovrapponibili. Considerando gli errori X e Y si può intuire un andamento unico fino alla profondità di 28 m circa, e, tenendo conto della mancanza di date in S1 tra 28 e 31 m, anche fino alla profondità di 29.5 m circa. Se si ritiene di escludere i livelli di S2 inferiori a quest'ultimo livello anche le due datazioni più profonde di S1 potrebbero essere invalidate.

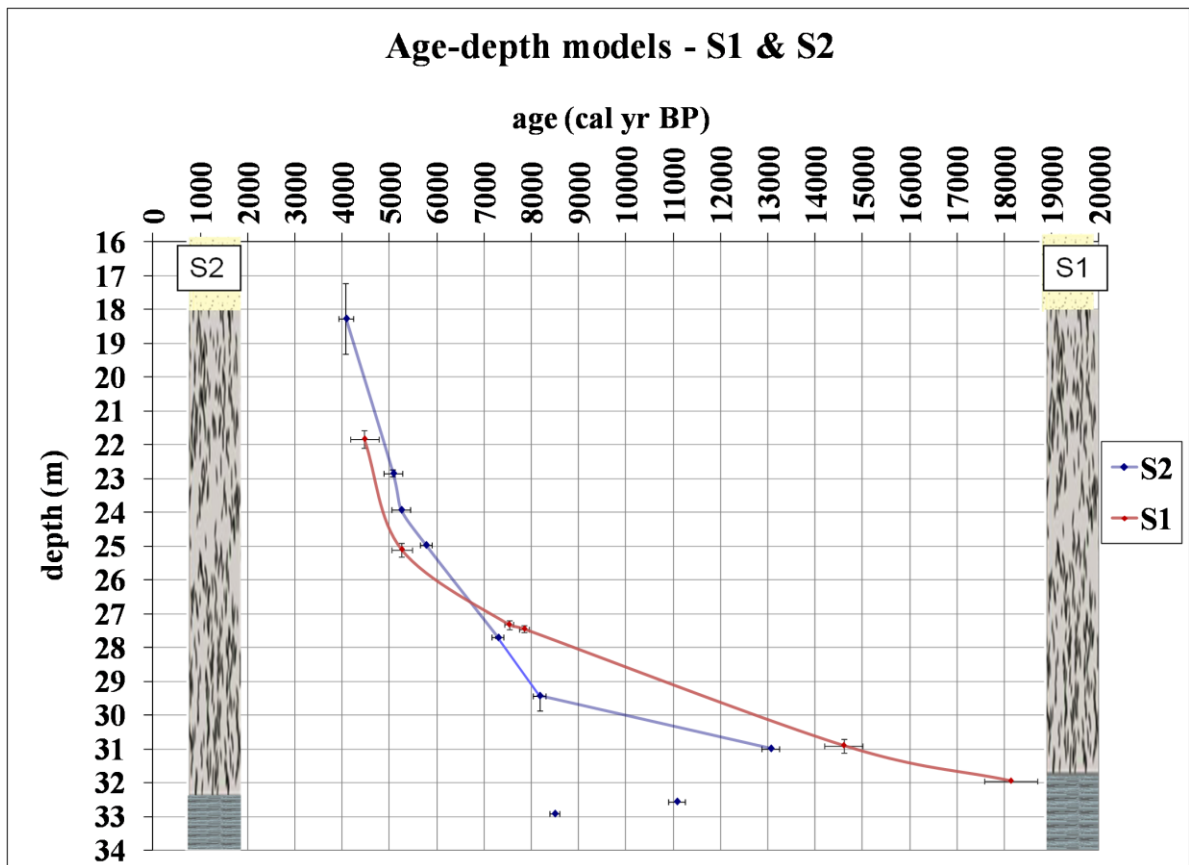


Fig.n°3: dettaglio dei modelli età-profondità elaborati per i sondaggi S1 e S2, che permette di visualizzare distintamente gli errori X e Y per ogni punto relativo a ciascuna datazione. L'asse X riporta le datazioni radiocarboniche espresse in cal yr BP, l'asse Y le profondità in metri dal piano di campagna. Le due datazioni più profonde di S2, che risultano incoerenti con il modello età-profondità proposto, sono state escluse dal modello stesso. Sulla sinistra sono rappresentate schematicamente le stratigrafie dei sondaggi S1 (vedi cap.2) e S2 (vedi cap.7).

8.3 I tassi di sedimentazione stimati

I tassi di sedimentazione, calcolati ipotizzando che le date valide siano quelle incluse nel modello età-profondità, sono:

- 4.6 mm/anno tra 18 e 22.80 m circa,
- 6.5 mm/anno tra 22.80 e 24 m circa,
- 2.0 mm/anno tra 24 e 25 m circa,
- 1.8 mm/anno tra 25 e 27.70 m circa,
- 1.9 mm/anno tra 27.70 e 29.50 m circa,
- 0.32 mm/anno tra 29.50 e 31.00 m circa.

Il tasso è piuttosto alto tra circa 18 e 24 m considerando anche le datazioni di S1, poi diminuisce andando in profondità. L'aumento del tasso di sedimentazione a partire da circa 5 000 cal yr BP può essere dovuto all'incremento dell'apporto di sedimenti nel bacino lacustre da parte del fiume Cosia in avvicinamento nel luogo del sondaggio, che sarà da esso raggiunto circa 1 000 anni dopo. Una concausa di apporto potrebbe essere la maggiore erosione dei versanti, effetto dei disboscamenti intensificatisi a partire dall'Età del Rame (vedi cap.14).

9. LE INDAGINI GEOFISICHE SU S2

Le misurazioni dei parametri geofisici sotto illustrati sono stati effettuati sulle metà sezioni denominate “b” presso l’Istituto *ETH (Eidgenössische Technische Hochschule Zürich - Swiss Federal Institute of Technology) - Geological Institute of Zürich*, precisamente presso il *Limnogeology Laboratory* (responsabile Dr. Adrian Gilli).

9.1 La scansione geofisica delle carote

Le sezioni sono state quindi sottoposte a una scansione continua non distruttiva di alta precisione, finalizzata alla misurazione di alcuni parametri geofisici utilizzati come *proxies* di cambiamenti in litologia o contesto di formazione del sedimento. Lo strumento impiegato è “*Multi-sensor core logger GEOTEK*” (fig.n°1). La scansione è consistita nel far scorrere su dei binari le carote in ordine di profondità partendo dall’alto; le carote passano attraverso i tre sensori; le variazioni dei valori dei parametri vengono registrate dal computer collegato sul *software* dedicato, in cui sono archiviati i dati delle misurazioni e vengono mostrati in tempo reale le curve basate sulle variazioni dei valori dei parametri. L’*output* è costituito da un file *ASCII Tab-delimited* che contiene tutti i parametri misurati sulla sequenza plottati sulla profondità, suddivisi per ogni carota. La velocità della scansione è di circa 4 m/ora.

Con questo strumento è stato possibile effettuare le misurazioni con carote chiuse e quindi senza alcuna perdita o contaminazione del sedimento.

In particolare, i parametri misurati sono:

- attenuazione dei Raggi Gamma
- velocità di propagazione delle onde P e diametro delle carote
- suscettività magnetica

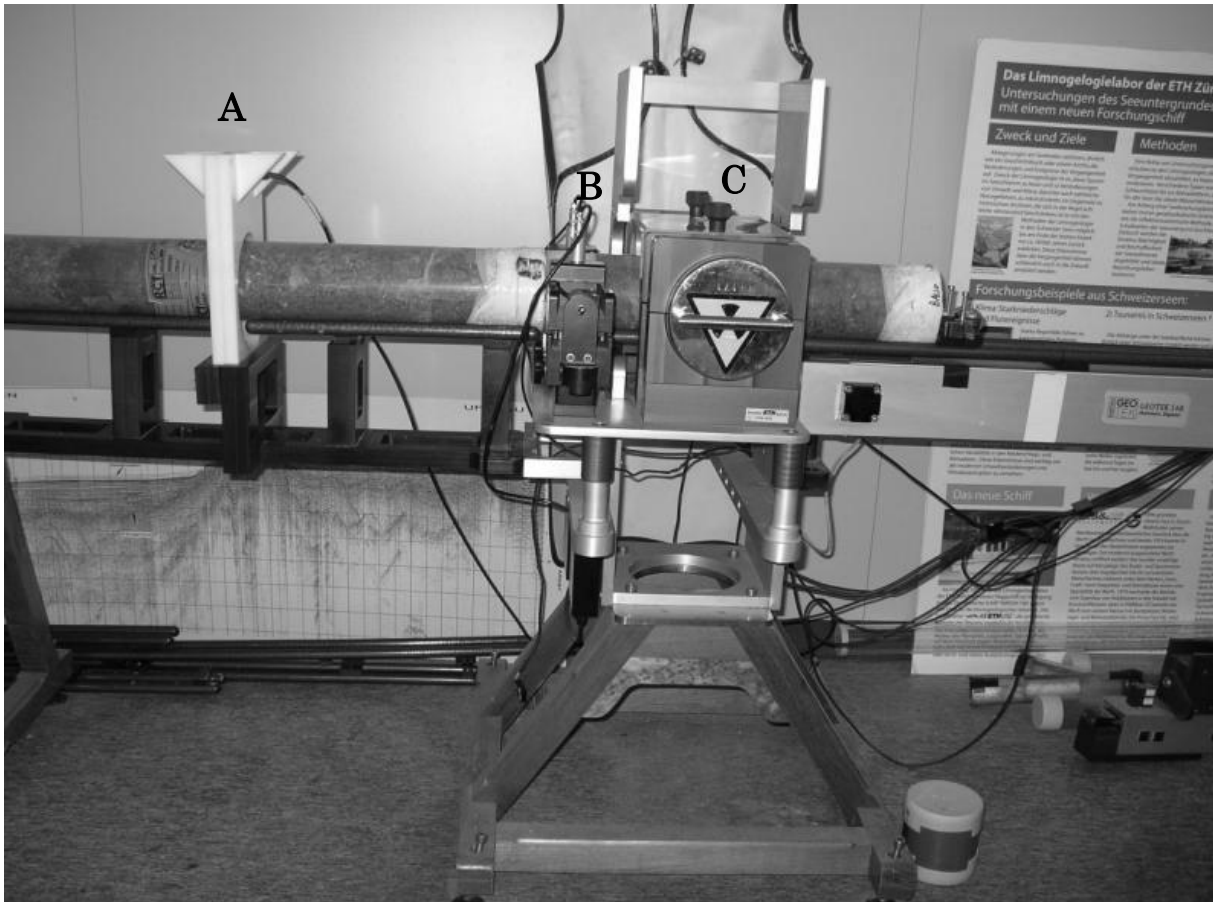


Fig.n°1: *Multi-sensor core logger GEOTEK*. A - misurazione attenuazione raggi Gamma; B - misurazione tempo di propagazione delle onde P; C - misurazione suscettività magnetica.

Prima di effettuare la scansione di sedimenti, contenenti acqua, si è resa necessaria una calibrazione, realizzata scansionando un tubo pieno d'acqua di diametro uguale a quello delle fustelle e contenente un pezzo di alluminio costituito da cilindri di vari diametri (figg.n°2 e 3).

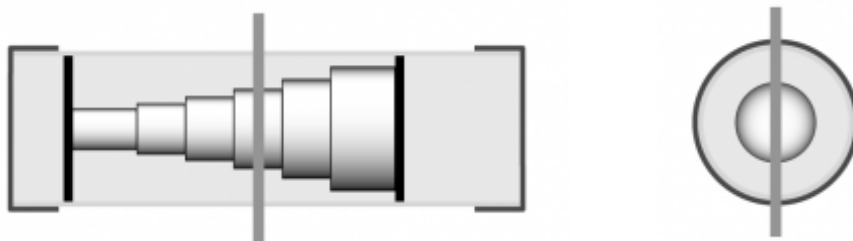


Fig.n°2: schema illustrante le caratteristiche generali dei tubi utilizzati per le calibrazioni, in sezione longitudinale (a sinistra) e trasversale. E' visibile, all'interno del tubo, la struttura del pezzo di alluminio costituito da cilindri di vari diametri immerso in acqua (fonte: <http://www.geotek.co.uk/products/gammadensity>).



Fig.n°3: tubo di calibrazione utilizzato presso l'Istituto ETH di Zurigo.

La misura dell'attenuazione dei Raggi Gamma consegue alla quantità di raggi assorbiti dal campione rispetto a quelli emessi dallo strumento. I raggi gamma, emessi da una fonte di $^{137}\text{Cesio}$, attraversano il sedimento e vengono rilevati da un ricevitore posizionato al lato opposto dell'emettitore.

Il valore ottenuto dalla misurazione è interpretato come la misura della densità (*density*) del sedimento, espressa in 10^{-5} g/cm^3 . Questo parametro è collegato al contenuto d'acqua, che ha bassa densità, e al tipo di minerali presenti. La risoluzione delle misurazioni è di 1 cm, l'accuratezza di $\pm 0.01 \text{ g/cm}^3$.

Un emettitore a ultrasuoni emette un'onda di compressione con una frequenza di 230 kHz che attraversa il sedimento e viene poi rilevata da un ricevitore. I due sensori sono costituiti da due trasduttori a rullo (*Acoustic Rolling Contact*) che sono in contatto diretto con la fustella e non vi è quindi necessità di alcun fluido come acqua e gel (fig.n°4). Durante il calcolo della velocità delle onde P (*P-waves velocity*), espressa in 10^{-5} m/s , viene anche calcolato il diametro (in mm) della carota di sedimento tramite sensori laser.

La velocità delle onde P è funzione della densità e porosità dei sedimenti inconsolidati; nel caso di sedimenti consolidati o litificati e di rocce il valore aumenta rapidamente. La risoluzione delle misurazioni è di 1 cm, l'accuratezza di $\pm 5 \text{ m/s}$.

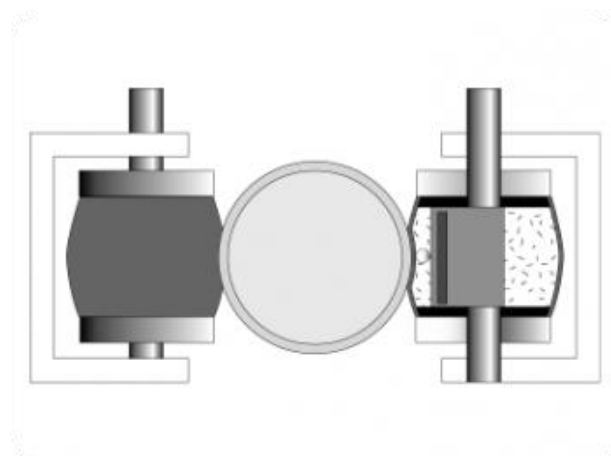
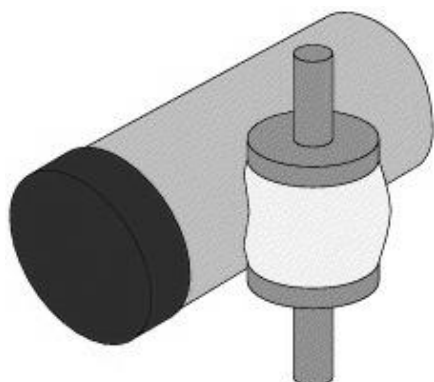


Fig.n°4: schema illustrante la struttura dei due trasduttori a rullo (*Acoustic Rolling Contact*), tra i quali passa la carota da scansionare (fonte: <http://www.geotek.co.uk/products/arc>).

La suscettività magnetica (*magnetic susceptibility*) è data dal grado di magnetizzazione del sedimento in risposta al campo magnetico applicato e fornisce quindi una stima della quantità di minerali sensibili al campo magnetico. L'unità di misura è 10^{-5} SI; la risoluzione delle misurazioni è di 1 cm, l'accuratezza $\pm 5\%$.

Le variazioni di suscettività magnetica corrispondono a variazioni della mineralogia che sono correlate a cambiamento nella provenienza dei sedimenti o dell'ambiente diagenetico. Ad esempio, sedimenti di origine vulcanica hanno un'elevata densità e generalmente (soprattutto se la lava è basica, ricca di minerali ferromagnetici) alta suscettività magnetica, cioè è ricca di minerali sensibili al campo magnetico.

6.2 I dati acquisiti e le rielaborazioni

L'*output* delle misurazioni geofisiche acquisite durante il *Log* è costituito da un file *ASCII Tab-delimited*, di cui si riporta sotto una porzione a titolo di esempio.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
1	core length	Core diameter	section length	SECT NUM	SECT DEPTH	CT	PWVel	Den1	MS1	Corrected MS	File Density	File Ms
2	m	cm	m		cm	cm	m/s	gm/cc	SI	SI		
3	0,01	11	1	1	0,8	10,814	224,1941	0,0279	10	5,808314088	Como11_1	Como11_1
4	0,02	11	2	1	1,8	10,852	224,9819	0,1407	13	7,550808314	Como11_1	Como11_1
5	0,03	11	3	1	2,8	10,801	223,9013	0,0791	17	9,874133949	Como11_1	Como11_1
6	0,04	11	4	1	3,8	10,762	223,0929	0,5812	21	12,19745958	Como11_1	Como11_1
7	0,05	11	5	1	4,8	10,596	219,6745	1,3839	28	16,26327945	Como11_1	Como11_1
8	0,06	11	6	1	5,8	10,422	216,112	1,5181	32	18,58660508	Como11_1	Como11_1
9	0,07	11	7	1	6,8	10,295	213,4342	1,6681	35	20,32909931	Como11_1	Como11_1

Le colonne della tabella riportano i seguenti dati:

A - Lunghezza reale del sedimento cumulativa (m)

B - Diametro della sezione (cm)

- C - Lunghezza della singola sezione (m)
- D - Numero della sezione
- E - Profondità cumulativa calcolata sulla lunghezza reale del sedimento (cm)
- F - Diametro della sezione (cm)
- G - Velocità onde P (m/s)
- H - Densità (attenuazione dei Raggi Gamma) ($\text{gm/cc} = \text{g/cm}^3$)
- I - Suscettività magnetica (SI)
- J - Suscettività magnetica corretta (SI)
- K e L - File di archiviazione dei dati

I dati tabulati hanno dovuto subire delle correzioni prima di essere rielaborati graficamente. La prima operazione è stata quella di confrontare i dati con le foto relative a ciascuna sezione per verificare che i dati presenti corrispondessero realmente al sedimento. In alcuni casi i valori misurati corrispondevano alle parti vuote dei tubi utilizzati per accogliere le carote estruse oppure ai tappi che sigillavano le carote, e sono stati quindi eliminati. E' stata poi calcolata una correzione dei valori della suscettività magnetica tramite un'apposita funzione del *software*, poiché i dati ottenuti sono volume-dipendenti: più la carota è spessa e di diametro più lungo, più i valori sono alti; valori elevati possono quindi essere imputabili al maggiore diametro della carota rispetto alle altre invece che alle differenze mineralogiche. Essendo il diametro delle carote di tre differenti lunghezze a seconda del tipo di fustella utilizzata di volta in volta durante il carotaggio, si è reso indispensabile correggere le misurazioni in modo da normalizzarle in base al diametro più corto. In questo modo i valori sono dipendenti solo dalle proprietà magnetiche del sedimento ed è possibile avere un'esatta interpretazione dei dati.

Si è quindi proceduto all'operazione di trasformazione delle lunghezze in profondità, utilizzando lo stesso criterio adottato per la descrizione della stratigrafia (vedi cap.7), cioè tramite coefficienti (rapporto tra profondità terebrata e lunghezza del sedimento effettivamente recuperato per ciascuna sezione).

9.3 L'interpretazione delle variazioni dei valori dei parametri nella sequenza

Il grafico elaborato (fig.n°5) riporta gli andamenti delle misurazione dei tre parametri sopra descritti. Il grafico è stato costruito con un asse delle ascisse in cui è riportata la profondità del

sondaggio, e con due assi delle ordinate; all'asse delle ordinate principale (a sinistra) sono riferiti i valori di densità e velocità delle onde P, a quello secondario (a destra) i valori della suscettività magnetica.

Per rendere visivamente più immediato il confronto tra gli andamenti dei parametri, i valori di densità e suscettività magnetica sono stati moltiplicati per 10^3 , in modo che i tre valori potessero stare tutti nello stesso grafico senza grosse sovrapposizioni.

Nel grafico sono stati aggiunti dei simboli in corrispondenza delle sezioni caotiche e capovolte in base ai dati paleomagnetici (vedi cap. 3).

Al di sotto del grafico si trova la rappresentazione schematica dei diversi ambienti di sedimentazione identificati a livello stratigrafico (vedi cap.7), con l'indicazione del posizionamento della sequenza pollinica (vedi cap.10).

Gli assi delle ordinate riportano solamente i valori maggiori di zero: quelli negativi sono da considerarsi errori di misurazione da trascurare e non sono quindi rappresentati nell'area del grafico. Anche i picchi di alcuni parametri i cui valori aumentano fino a 4 volte per soli 1 o 2 cm per poi ritornare al valore precedente sono molto probabilmente relativi ad errori di misurazione. Si nota che vi sono quasi sempre variazioni dei valori dei parametri brusche e di profondità di pochi centimetri in corrispondenza delle estremità delle sezioni. Questo è dovuto al fatto che alle estremità delle fustelle probabilmente il sedimento si era disgregato dove era grossolano oppure si era assottigliato per effetto delle operazioni di carotaggio e di estrusione. In alcuni casi si osservano delle mancanze di dati (dove il valore si azzerava nel grafico), relativi a tutti e tre i parametri in corrispondenza dei 4 gap di sedimento (rettangoli contrassegnati con "hiatus") non recuperato durante le operazioni di carotaggio (vedi cap.7), e talvolta relativi alla suscettività magnetica a causa di errori operativi durante le misurazioni.

Si osserva che l'andamento della velocità delle onde P non sembra in questa sequenza fluttuazioni tali da risultare significative in chiave paleoambientale, perciò non viene qui discusso e non sarà rappresentato nel grafico riportato nel capitolo 4 dove i risultati sono discussi e interpretati.

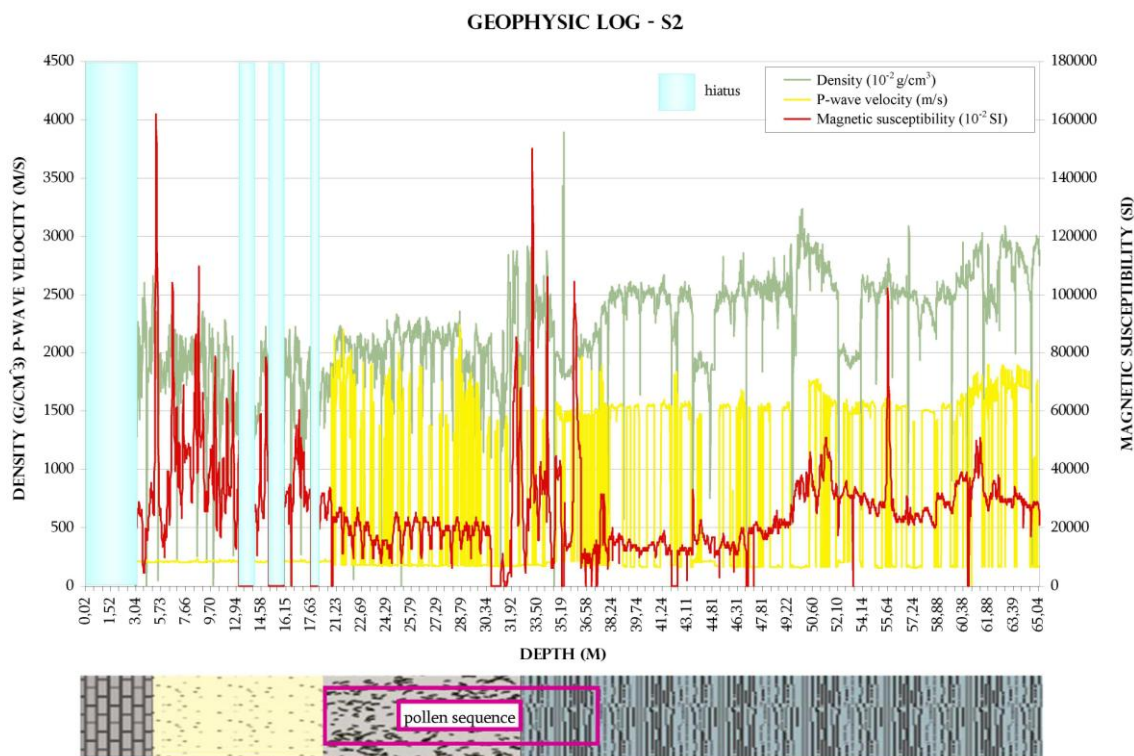


Fig.n°5: grafico illustrante gli andamenti lungo la profondità dei valori misurati di densità (asse Y principale), velocità delle onde P (asse Y principale), suscettività magnetica (asse Y secondario). Al di sotto del grafico si trova la rappresentazione schematica dei diversi ambienti di sedimentazione identificati a livello stratigrafico, con l'indicazione del posizionamento della sequenza pollinica. I rettangoli contrassegnati con "hiatus" indicano 4 gap di sedimento non recuperato durante le operazioni di carotaggio. Vedere la rielaborazione del grafico nel § 14.1 per l'integrazione con dati di altre analisi.

La descrizione degli andamenti è stata suddivisa in 5 porzioni corrispondenti a *range* di profondità con caratteristiche particolari dei parametri, interpretate in termini di evoluzione ambientale (vedi cap.14 per l'approfondimento integrato con i risultati delle altre analisi svolte nelle ricerche di questa tesi).

1) Tardiglaciale: inizio del disgelo - sedimentazione disturbata con apporto alloctono (49.50 - 65.10 m)

L'aumento dei valori della suscettività magnetica, che si fanno anche più irregolari, mostrano che il sedimento depositato aumentò nella granulometria, probabilmente a causa dei materiali rilasciati dal ghiacciaio all'inizio del disgelo e ai maggiori apporti dai rilievi che erano spogli

dalla vegetazione e molto esposti all'erosione. Coerentemente, nella stratigrafia si nota la presenza quasi costante di sabbia e silt.

Eccezione fa l'intervallo tra 55.50 e 60.00 m in cui domina l'argilla e non vi sono laminazioni convolute o tracce di torbiditi, e dove si registra una debole flessione dei valori della suscettività magnetica.

2) Tardiglaciale: sedimentazione regolare dopo l'arretramento del ghiacciaio (36.60 - 49.50 m)

I valori della suscettività magnetica si abbassano a valori paragonabili a quelli della fase 2, indicando la cessazione di arrivo di materiale alloctono, ad eccezione di qualche *dropstone* sporadico, e un nuovo inizio di deposizione di sedimenti fini (valori abbastanza regolari), come appare anche nella stratigrafia, in cui all'argilla si intercalano solo a volte livelli di silt di pochi centimetri di profondità. Anche i valori di densità sono abbastanza regolari, ma rimangono piuttosto alti probabilmente per l'aumento della compattazione del sedimento andando in profondità.

3) Materiale rimaneggiato e apporto alloctono (30.60 - 36.60 m)

I valori di suscettività magnetica e densità aumentano notevolmente e bruscamente e si fanno fortemente irregolari: ciò indica un aumento generale della granulometria, apporti alloctoni e alternanza di livelli fini e livelli grossolani.

Queste osservazioni coincidono con la stratigrafia: da 32.70 m l'argilla è poco presente e diventano preponderanti silt e sabbia, con presenza anche di alcuni livelli ghiaiosi. Inoltre, a partire da 32.40 m, cioè dal limite più recente della fase di deposizione di ambiente glaciolacustre, sono presenti *dropstones*, cioè clasti centimetrici inglobati dal ghiacciaio che andò a ricoprire l'area e poi rilasciati nel lago al momento del suo scioglimento. Questi clasti sembrano quindi far parte delle componenti alloctone che spiegano l'aumento di suscettività magnetica e densità.

4) Olocene: Deposizione di sedimenti fini in ambiente palustre-lacustre (18.00 - 30.60 m)

L'abbassamento dei valori della suscettività magnetica indicano la generale finezza del sedimento, fatto che trova riscontro nella stratigrafia, in cui si ritrovano deposizioni di sabbia e silt. I valori di suscettività magnetica e densità sono stabili, fatto che indica che non vi è più apporto alloctono (deposizione di ambiente palustre-lacustre) e che il sedimento è omogeneo, soprattutto a partire da 24.90 m, profondità dalla quale vi è la preponderanza di argilla.

Si nota che a partire da 18 m il *trend* generale dei valori della densità tende all'aumento, nonostante alcune variazioni anche brusche; ciò può essere spiegato dall'aumento della compattazione del sedimento scendendo in profondità, a causa del peso esercitato dal materiale soprastante.

5) Deposizione di materiale grossolano da riempimenti antropici e trasporto fluviale (3.00 - 17.60 m)

Gli alti valori di suscettività magnetica riflettono le caratteristiche granulometriche e l'origine dei componenti del sedimento. Infatti, è consueto un aumento di questo parametro in corrispondenza di clasti di dimensioni centimetriche tipiche di riporti e trasporti fluviali (Bradshaw e Thompson, 1985). Inoltre, picchi di suscettività magnetica sono tipici anche nei contesti in cui vi è un arrivo di minerali magnetici alloctoni trasportati dalle correnti fluviali (Thompson *et al.*, 1975). Le fluttuazioni continue del segnale di suscettività magnetica e densità indicano l'alternanza di livelli con proprietà differenti, con granulometria grossolana e altri con componenti più fini (alcuni livelli di sabbia e silt) (Lauterbach *et al.*, 2012).

La preponderanza di ghiaia determina una bassa compattezza del sedimento che presenta elevata porosità.

10. LE ANALISI PALINOLOGICHE SU S2

10.1 I campionamenti

Le metà carote destinate alle analisi palinologiche (denominate “a”) sono state trasportate presso l'*Institute of Plant Sciences - University of Bern* per eseguire i campionamenti, i trattamenti di laboratorio e le analisi di riconoscimento delle specie. Responsabile del gruppo di ricerca palinologica è il Prof. Willy Tinner.

Le carote sono state campionate utilizzando uno strumento composto da un cubo vuoto a 5 lati lunghi 1 cm, collegato a delle bacchette che permettono di spingerlo nella carota, in modo che si riempia completamente di sedimento (fig.n°1). I cubi di sedimento (1 cm^3) sono stati quindi estrusi, spingendoli fuori dallo strumento con un piccolo pistone, che costituisce il lato del cubo parallelo al sedimento (fig.n°2). Per evitare di prelevare materiale contaminato è stato campionato il sedimento al centro della carota, quindi lontano dalle pareti del tubo, e sono stati eliminati i primi 2 mm circa del sedimento esposto in seguito alla divisione a metà delle carote. Le sigle delle carote analizzate, i numeri assegnati ai campioni prelevati, i metri di profondità, il volume prelevato e le caratteristiche sedimentologiche corrispondenti sono state riportate su un'apposita scheda di campionamento (fig.n°3). Sulla stessa scheda sono state successivamente segnalate anche tutte le informazioni necessarie e le annotazioni relative alle procedure chimiche di trattamento adottate per i singoli campioni.

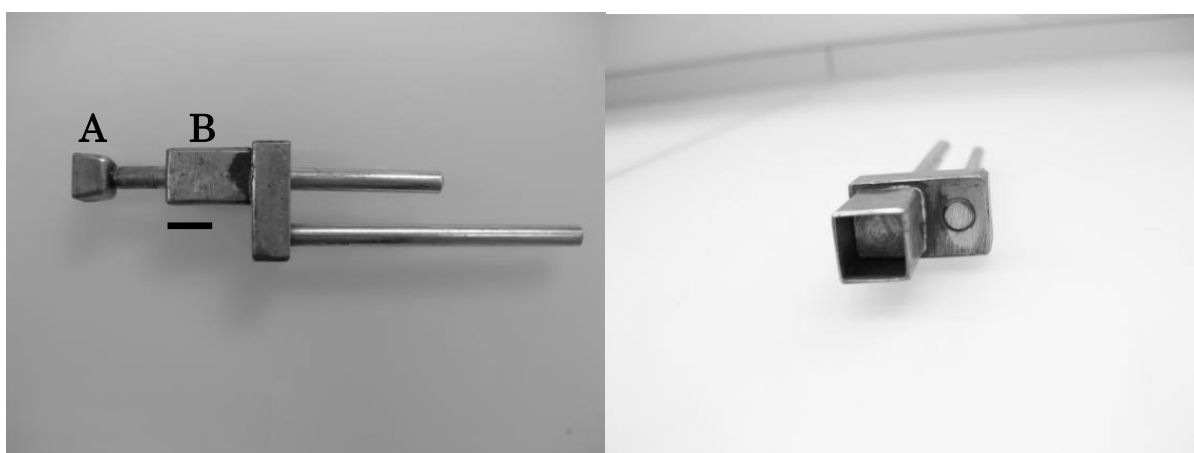


Fig.n°1: strumento utilizzato per campionare i sedimenti da sottoporre alle analisi polliniche. A- pistone; B- parte inserita nel sedimento. Tacca = 1 cm.

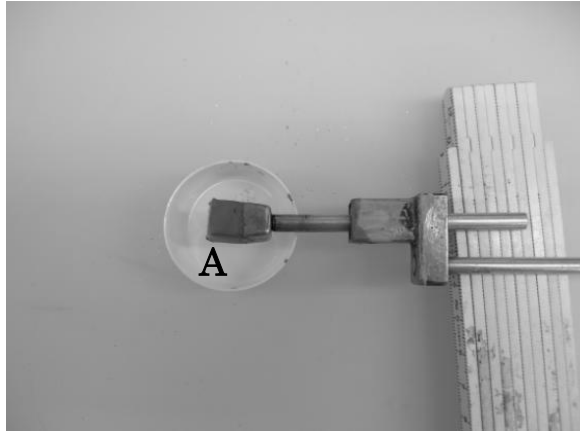



Fig.n°2: estrusione del cubo (1 cm³) di sedimento dal campionatore tramite il pistone. A- cubo di sedimento campionato.



Sample-preparation

Pollen Macrofossils Chironomids

Locality
 Site name: _____ Site code: _____ Country: _____
 Coordinates: _____ Coring year: _____

Responsible person: _____

Preparation
 Mode: _____ Lyc Batch No: _____ No. Spores/tablet: _____
 Sieve mesh width: _____ Prepared by: _____ Preparation year(s): _____

FA- :
 (P=Pollen; M= Macro, etc., register or check the number in the respective registers)

Core No Site Code	Serial no.	Depth (cm)	No. Lyc tablets	Vol./ Wt.	Sample Notes (analyst)	Preparation Notes (lab)

Fig.n°3: scheda per l'annotazione dei dati su campionamento e trattamento del campione in uso presso l'Institute of Plant Sciences - University of Bern.

Esaminando la descrizione stratigrafica si è deciso di non campionare i primi 18 m partendo dal piano di campagna, in quanto sono costituiti da riporti e conglomerati di origine fluviale grossolani, nei quali il polline non viene conservato. E' quindi stata presa in esame la parte palustre-lacustre, partendo a campionare dalla profondità di 18.33 m. Per quanto riguarda la sottostante fase glaciolacustre, sono stati effettuati campionamenti per ricercare eventuali granuli di età tardiglaciale. Procedendo con i campionamenti andando in profondità sono stati ritrovati granuli fino a 37.79 m.

Inizialmente, non avendo ancora a disposizione datazioni radiometriche, si è deciso di prelevare campioni a intervalli di 32 cm, *range* che si può dimezzare numerose volte per ulteriori campionamenti con maggiore risoluzione. Ci sono stati alcuni casi in cui l'intervallo non è stato preciso in quanto erano presenti clasti o lenti sabbiose che rendevano impossibile o non utile il campionamento. In questo modo è stato possibile ottenere un primo quadro d'insieme del paesaggio vegetale. In seguito, osservando il diagramma pollinico preliminare riguardo a questi campionamenti, si sono notate delle brusche variazioni negli andamenti delle percentuali in un *range* di profondità piuttosto ampio non interpretabili: si è quindi proceduto a campionamenti ogni 16 cm tra 19.86 e 26.94 m.

L'interpretazione del diagramma a questo punto ha aperto varie tematiche che potevano essere approfondite aumentando la risoluzione e quindi il dettaglio nelle zone di diagramma di maggiore interesse.

E' stato preso in esame in particolare il *range* corrispondente a una oscillazione nei tipi di vegetazione apparentemente legata al clima (da specie di clima freddo a *taxa* di clima mite e nuovamente di temperature basse); si tratta del *range* tra 31.83 e 33.12 m, che è stato sottoposto a campionamenti ogni 8 cm.

Successivamente si è reso interessante approfondire un tratto di sequenza, la cui profondità sembrava corrispondere al Tardiglaciale in base alla stratigrafia (fase glacio-lacustre), in cui erano state registrate percentuali di abete bianco e latifoglie anomale rispetto ai valori presenti in letteratura per la Regione Insubria: si è quindi proceduto a estrarre sedimenti ogni 4 cm tra 32.97 e 33.65 m.

Inoltre, è stato anche approfondito il *range* compreso tra 23.36 e 26.25 m in cui erano state rilevate oscillazioni dell'abete bianco tali per cui era necessario un maggior dettaglio per le loro interpretazioni: è stato effettuato quindi un campionamento ogni 8 cm.

Si è deciso anche di approfondire il tratto di profondità comprese tra 29.93 e 30.62 m, per controllare e dettagliare la presenza del genere *Pistacia* che è emersa a partire da età più antiche rispetto ad altri siti vicini. Il dettaglio dei campionamenti è stato ogni 8 cm.

In totale sono stati analizzati 208 campioni.

Dopo aver ottenuto le datazioni radiocarboniche per la sequenza (vedi cap.8) si è proceduto a effettuare campionamenti per le analisi di correlazione ad alta definizione tra l'influsso di micro e macrocarboni e specie selezionate per indagare l'impatto del fuoco sulla vegetazione. Per i dettagli sulle modalità di campionamento adottate per queste analisi si rimanda al § 13.2.

10.2 Il trattamento in laboratorio dei campioni

I campioni di sedimento sono stati successivamente sottoposti ad un protocollo di laboratorio (fig.n°4) atto all'eliminazione delle componenti minerali carbonatiche e silicatiche nonché degli elementi organici, che avrebbero disturbato le analisi di riconoscimento. Inoltre, questo processo permette di concentrare il polline e quindi di evitare la preparazione di più vetrini per raggiungere il numero minimo di granuli pollinici da analizzare. Il protocollo di laboratorio adottato è quello in uso presso l'*Institute of Plant Sciences - University of Bern* (responsabili del laboratorio Dr.ssa Erika Gobet e Dr.ssa Florencia Oberli).

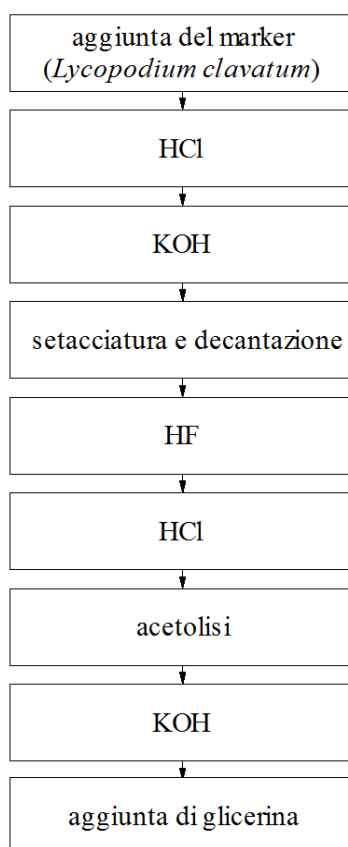


Fig.n°4: schema semplificato dell'iter di trattamento in laboratorio dei campioni di sedimento.

Prima dell'inizio delle procedure chimiche, sono state aggiunte delle tavolette contenenti spore di *Lycopodium clavatum* (licopodio) aggregate da sodio bicarbonato; le spore fungono da *marker* e permettono di stimare il numero totale di granuli presenti in ciascun campione. Infatti, ogni tavoletta contiene un numero conosciuto di spore; durante l'analisi dei vetrini si contano sia le spore che i granuli pollinici, ed è quindi possibile calcolare il numero totale di granuli in base alla seguente proporzione:

$$\text{n}^\circ \text{ tot. spore aggiunte al campione} / \text{n}^\circ \text{ tot. granuli nel campione (incognita)} = \text{n}^\circ \text{ spore contate} / \text{n}^\circ \text{ granuli contati}$$

Le procedure chimiche sono caratterizzate da alcuni passaggi comuni ad ogni fase: aggiunta del reagente al campione; incubazione in bagno caldo durante la reazione; centrifuga per far depositare gli elementi più pesanti (tra i quali i granuli) e rendere possibile eliminare i prodotti della reazione più leggeri; lavaggi con acqua distillata per eliminare ogni residuo dei reagenti utilizzati nei passaggi precedenti.

L'iter inizia aggiungendo acido cloridrico (HCl), che provoca lo scioglimento dei carbonati presenti nel sedimento e di quelli che tengono aggregati i *marker* all'interno della tavoletta. La quantità di HCl necessaria è stata variabile a seconda della quantità di carbonati nel sedimento, ed è stato versato finché la reazione si è conclusa.

Si procede quindi con idrossido di potassio (KOH), che defloccula il sedimento e dissolve i materiali umici. Nel caso di sedimenti molto organici, come le paludi, è necessaria una quantità superiore di KOH rispetto allo standard.

Dopo questo passaggio si è proceduto a setacciare il residuo su un setaccio di maglie di 500 µm appoggiato su un piccolo mortaio di ceramica con becco. Questa operazione permette di eliminare le componenti più grossolane; ove presenti, sono stati raccolti i macrofossili, in particolare carboni, di grandezza superiore ai 500 µm; i granuli pollinici hanno dimensioni comprese tra 10 e 100 µm e passano quindi attraverso le maglie. Il residuo che attraversa il setaccio è stato poi agitato all'interno del piatto per far depositare sul fondo le particelle minerali più pesanti, mentre i granuli e gli altri elementi di misura e densità simile galleggiano per circa 30 secondi, quindi il surnatante viene decantato.

Il trattamento successivo consiste nell'aggiunta di acido fluoridrico (HF), un acido forte che scioglie le particelle silicee rimaste nel campione. Immediatamente dopo viene utilizzato HCl per rompere gli aggregati colloidali silicei formati durante la reazione. Questo trattamento, a seconda dei casi, è stato ripetuto più volte finché tutti gli aggregati sono stati eliminati.

Il passaggio seguente è costituito dall'acetolisi (cf. Erdtmann, 1960), che consiste nell'eliminazione dei composti cellulosici e di materiali organici residui; inoltre, durante questa

reazione la superficie dei granuli si pulisce da piccoli elementi che nasconderebbero le caratteristiche esterne fondamentali per il riconoscimento tassonomico. Dopo un trattamento con acido acetico glaciale (CH_3COOH) che disidrata il residuo si avvia la reazione di acetolisi utilizzando una miscela di anidride acetica ($(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$) e acido solforico (H_2SO_4). A questo passaggio segue nuovamente un trattamento con acido acetico glaciale che rimuove la cellulosa solubile prodotta durante la reazione di acetolisi. Questo avviene in quanto l'acido acetico reagisce con la cellulosa, mentre l'acido solforico funziona da catalizzatore, e la trasforma in cellulosa triacetata solubile con la produzione anche di acido acetico. La reazione è di seguito illustrata:



A questo punto il residuo viene trattato con KOH per deflocculare e preparare alla colorazione il campione.

Infine, viene aggiunto il medium in cui verranno conservati i residui. Il medium deve avere un indice di rifrazione (RI) differente da quello del polline (da 1.55 a 1.60), in particolare inferiore. È stato scelto di utilizzare come medium la glicerina ($\text{C}_3\text{H}_8\text{O}_3$; RI 1.47), che permette in aggiunta di ruotare i granuli anche una volta montati sul vetrino.

Il montaggio dei vetrini è stato effettuato posando alcune gocce del residuo sul vetrino stesso, alle quali è stata aggiunta la fucsina che, mescolata al residuo, si lega ai granuli pollinici e ad alcuni elementi con struttura simile, detti palinomorfi, in genere spore di felci e muschi. Il tutto è stato poi coperto da un vetrino copri-oggetto e sigillato con vernice trasparente (fig.n°). Per alcuni campioni si è reso necessario montare più di un vetrino in quanto i granuli erano poco concentrati, e non ve ne era contenuto il numero minimo da analizzare (400).

10.3 Il metodo di conteggio di granuli pollinici e spore

L'osservazione dei vetrini è stata svolta al microscopio ottico a trasmissione, utilizzando l'ingrandimento 400 X. Il numero minimo di granuli analizzati richiesto per avere dati statisticamente validi è di norma 400. In casi in cui la concentrazione pollinica è molto bassa si ritengono validi campioni con almeno 50 granuli analizzati. In questa ricerca il numero di granuli analizzati nei campioni è compreso tra 400 e 622. Il conteggio e il riconoscimento sono stati effettuati seguendo righe orizzontali distanti 1 mm l'una dall'altra.

Le analisi sono consistite nel riconoscimento delle entità tassonomiche di appartenenza dei granuli pollinici e delle spore osservate nel vetrino, e dal loro contestuale conteggio. Per quanto

riguarda le spore, sono state contate quelle appartenenti a specie la cui presenza è un *proxy* di determinate condizioni ambientali o della presenza di attività antropiche. Contemporaneamente sono stati contati anche i *marker*.

Il riconoscimento del polline è stato possibile utilizzando le collezioni di confronto in uso presso l'*Institute of Plant Sciences - University of Bern*, atlanti illustrati con chiavi dicotomiche e manuali (Erdtman, 1952, 1954, 1957, 1969; Moore e Webb, 1978; Fægri e Iversen, 1989; Punt *et al.*, 1976, 1984, 1980, 1981, 1988, 1984; Moore *et al.*, 1991; Reille, 1992; Ravazzi, 1994; Pearsall, 2001; Beug, 2004; Hesse *et al.*, 2009). Per il riconoscimento delle spora fungine e di pteridofite si sono presi a riferimento atlanti (Erdtmann, 1957; Reille, 1992) e varie ricerche presenti in letteratura (Van Geel *et al.*, 2003; Van Geel e Aptroot, 2006; Cugny *et al.*, 2010; Menozzi *et al.*, 2010).

Il medium glicerina permette di ruotare i granuli utilizzando uno spillo e quindi di poter osservare il granulo pollinico sia in vista polare che in quella equatoriale, e di poter distendere i granuli di forma appiattita che spesso si ripiegano su se stessi.

Il numero di granuli pollinici e spore appartenenti a ciascuna specie è stato riportato su un'apposita scheda che indica anche i dati relativi al sito, la profondità del campione, le righe analizzate, il numero di tavolette contenenti i *marker* e quello dei *marker* per tavoletta. Infine, è stato trascritto il numero totale dei granuli, delle spore e dei *marker* contati nel complesso, per assicurarsi che fosse stato raggiunto il numero minimo di granuli da analizzare.

10.4 I presupposti teorici per la determinazione tassonomica

I granuli pollinici si formano nelle antere (la parte maschile del fiore) e sono prodotti dal tessuto formato dalle cellule generatrici di polline. Le cellule madri con poche eccezioni generano quattro granuli raccolti in una tetraide, che nella maggior parte delle piante perdono la connessione l'uno con l'altro e ogni granulo va a costituire delle monadi. Raggiunta la maturità dei granuli, l'antera si rompe e rilascia i granuli, in modo che possano entrare in contatto con la parte femminile del fiore.

Il riconoscimento tassonomico dei granuli pollinici è basato su molteplici caratteristiche che costituiscono l'involucro più esterno dei granuli, l'esina, che persiste nel polline fossile. Le caratteristiche principali sono la forma del granulo, la struttura dell'esina (presenza o assenza di alcuni degli strati che la compongono), la forma e la disposizione degli elementi che la compongono (sculture e strutture), la forma e il numero delle aperture, e infine le dimensioni del granulo stesso.

10.4.1 La forma

La maggior parte dei granuli pollinici ha la forma di ellissoidi di rotazione simmetrici rispetto ad un asse. L'asse polare è la linea che decorre dalla parte prossimale (la parte più vicina al centro della tetrade) alla distale (la più lontana dal centro) del granulo, e di solito costituisce l'asse di simmetria. L'asse perpendicolare a quello polare è denominato asse equatoriale.

La forma del granulo può essere definita considerando il rapporto tra la lunghezza dell'asse polare e quella dell'asse equatoriale, che rispecchia una morfologia più o meno appiattita rispetto a un rapporto meno o più numericamente alto (fig.n°4).

Le forme principali in vista polare sono circolare, angolare, lobata ed esagonale, con forme intermedie tra i diversi tipi. In vista equatoriale i granuli possono assumere forme circolare, romboidale, compressa e rettangolare, e variano anche in base al rapporto tra lunghezza e larghezza del granulo stesso.

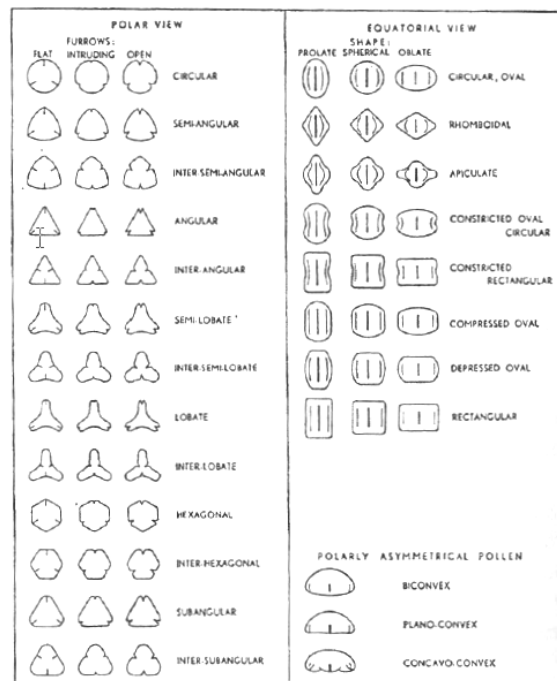


Fig.n°4: le possibili forme assunte da un granulo pollinico provvisto di tre aperture allungate e con simmetria radiale, in vista polare ed equatoriale (da Kuyl *et al.*, 1955).

La morfologia peculiare dei granuli pollinici delle conifere è quella saccata. In questo caso i granuli sono provvisti di due espansioni a forma di sacco che nei granuli viventi sono riempite d'aria e permettono un galleggiamento nell'aria molto prolungato nel tempo e nello spazio, e quindi una maggiore dispersione rispetto a granuli di altre forme.

10.4.2 L'esina: la composizione chimica e strutturale

I granuli pollinici sono costituiti da tre strati concentrici:

- 1- cellula vivente: costituisce la parte più interna, la porzione che germina sullo stigma e feconda l'ovulo; questa porzione non è conservata nel polline fossile
- 2- intina: costituita da cellulosa e altri elementi quali sostanze pectiche, callosio e altri polisaccaridi, proteine ed enzimi, ed è la parte del granulo che scatena le reazioni allergiche; anch'essa non si conserva nei granuli fossili
- 3- esina: composta in massima parte dalla sporopollenina, una delle sostanze organiche più resistenti conosciute nel mondo organico, che si forma dalla polimerizzazione ossidativa di caroteni ed esteri di caroteni; risulta però suscettibile alla distruzione per degradazione meccanica. Questo strato si conserva quindi nel polline fossile e le sue caratteristiche morfologiche permettono il riconoscimento tassonomico della specie che li ha prodotti. Anche le pareti delle spore sono costituite da sostanze simili alla sporopollenina e analogamente ai granuli pollinici si conservano anche quando sono fossili.

L'esina (fig.n°5) è composta da uno strato più esterno, l'ectesina, e da uno più profondo, l'endesina. A sua volta l'ectesina formata da tre strati: in quello intermedio si formano piccole colonne, le columelle o bacula, che separano uno strato superiore (tetto) da uno inferiore (strato basale; frammentario e a volte assente). L'endesina e lo strato basale sono classificati anche come nexina, mentre le columelle e il tetto come sexina.

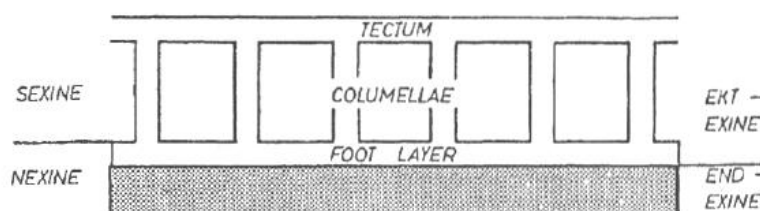


Fig.n°5: schema della struttura dell'esina.

Filogeneticamente l'endesina è più antica e nelle piante inferiori (ad es. *Lycopodium*) è l'unico strato dell'esina presente.

Il tipo di ectesina più semplice, presente nelle piante filogeneticamente più antiche, è privo del tetto e questi granuli sono chiamati atectati (fig.n°6). In pochi *taxa*, perlopiù acquatici, il tetto e a volte tutta l'esina scompare dopo l'acetolisi: questi granuli sono detti etectati.

Quando invece le columelle sono presenti ma non sono fuse nella parte superiore ci si trova davanti ad un granulo intectato. Le columelle possono essere più o meno raggruppate, disperse oppure disposte a formare un disegno.

Quando parti distali delle columelle sono fuse si forma il tetto; se copre almeno il 75% la superficie del granulo quest'ultimo è detto tectato, in caso contrario è semitectato (tetto frammentario). Nelle liguliflorae il tetto è rotto in un numero limitato di zone organizzate in un disegno geometrico: i granuli risultano quindi provvisti di zone lacunose dette finestre e vengono denominati semi-tectati.

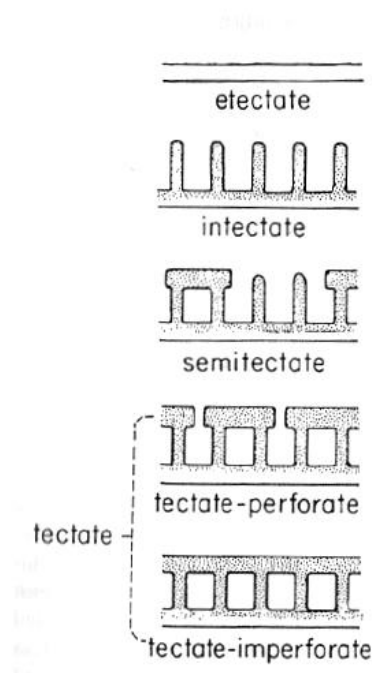


Fig.n°6: i vari tipi di sviluppo dell'ectesina visti in sezione (da Walker, 1974; modificato).

10.4.3 Le strutture e le sculture dell'esina

L'esina è caratterizzata dalle strutture e dalle sculture; le prime comprendono gli elementi all'interno del tetto e le columelle nei granuli intectati, le seconde sono riferite agli elementi che stanno sopra al tetto.

Le strutture sono costituite nei granuli tectati dalle caratteristiche del tetto, piatto o con protuberanze, e delle columelle, che possono essere semplici o digitate nel punto di attacco al tetto (fig.n°7). Nei granuli intectati le strutture sono invece costituite dalle columelle che assumono forme differenti in base al rapporto tra la loro lunghezza e larghezza e alla morfologia del loro apice.

L'esina con sculture inferiori al micron è classificata come scabrata, mentre se sono negative e si sviluppano al di sotto della superficie del tetto l'esina è detta psilata. In alcuni casi le sculture hanno origine dalla disposizione e dalla forma di elementi strutturali come ad esempio le strie presenti nelle Rosacee, costituite da una disposizione lineare delle columelle. Nei granuli tectati e semitectati viene fatta una distinzione in base al fatto che il reticolo formato dalla disposizione delle columelle coincida o meno spazialmente a quello formato dalle sculture sul tetto.

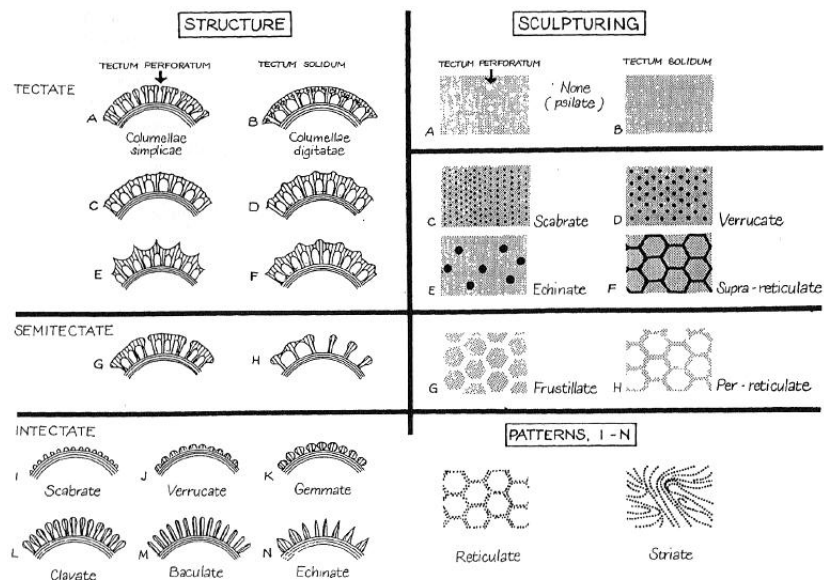


Fig.n°7: i principali tipi di strutture (a sinistra) e sculture (a destra). Endesina/strato basale: curve concentriche in sezione e bianche nella vista della superficie. Columelle nere delle figure I-N. Columelle non rappresentate nella vista della superficie dei granuli tectati. Tetto ombreggiato; sculture in nero (Iversen e Troels Smith, 1950; modificato).

10.4.4 Le aperture

Un altro carattere fondamentale per il riconoscimento tassonomico è dato da numero, forma e disposizione delle aperture nell'esina. Le funzioni delle aperture di un granulo sono quelle di permettere l'uscita del tubetto pollinico e il restringimento/rigonfiamento del granulo stesso. Le aperture hanno origine in corrispondenza dei punti di plasmalemma, che circonda il citoplasma, in cui si collocano le vescicole del reticolo endoplasmatico che migrano in direzione centrifuga.

In base alla loro forma le aperture sono suddivise in colpi (solchi) e pori; i colpi sono allungati a forma di barca con apici più o meno appuntiti, mentre i pori generalmente isodiametrici o allungati ma con apici arrotondati. Il rapporto lunghezza / larghezza deve equivalere ad almeno 2 / 1 perché un'apertura possa essere definita un colpo. I granuli colporati presentano aperture che

sono una combinazione di un colpo e di un poro. In alcuni granuli i colpi decorrono equatorialmente nell'endesina, formando un unico anello equatoriale (colpo equatoriale). Filogeneticamente sono più primitivi i colpi, che poi si contraggono e danno origine ai pori.

Le aperture si manifestano sia nell'ectesina che nell'endesina, formando ectoaperture ed endoaperture. Questi due tipi di aperture possono essere concordanti (dello stesso tipo) o no sul singolo granulo. Quando sono discordanti si presentano varie combinazioni di situazioni in cui il poro si trova nell'ectesina e il colpo nell'endesina o viceversa, oppure il colpo può essere sia nell'ectesina che nell'endesina ma disposti perpendicolarmente tra loro.

Le aperture possono essere bordate nell'ectesina: il bordo viene denominato anulus se circonda un poro, margo se delimita un colpo. In alcuni generi (ad es. *Artemisia*) l'esina diventa gradualmente più fine avvicinandosi al colpo e appare a mezzaluna in proiezione polare. L'ispessimento nell'endesina che accompagna i bordi è la costa, sia per i colpi che per i pori.

In alcune famiglie, come le *Betulaceae*, i pori formano una camera esterna che comunica con la parte interna del granulo (granuli vestibulati): in questi casi l'ectesina si assottiglia e si rialza a formare una camera sottostante.

Per quanto riguarda la disposizione delle aperture, nella maggior parte dei granuli vi sono 3 pori e/o solchi longitudinali disposti equidistanti tra loro lungo l'equatore. Quando le aperture sono più di 3 esse possono essere dislocate equidistanti tra loro lungo l'equatore (granuli stephano-porati/colpati/colporati) o uniformemente distribuiti su tutta la superficie (granuli panto-porati).

Nelle monocotiledoni è presente una sola apertura normalmente nella parte distale dell'asse polare.

Nei granuli sincolpati invece due o più colpi sono fusi in un anello equatoriale o spirale, e i granuli stessi sono chiamati spiraperturati.

Nelle gimnosperme e nelle spore le funzioni delle aperture vengono espletate dalle parti più sottili dell'esina.

La parte del granulo a latitudine più elevata dove terminano colpi è denominata area polare o apocolpium; i colpi si estendono verso le aree polari in base a quanto sono lunghi e costituiscono i vertici dell'area polare, che di conseguenza assume una grandezza più o meno ampia (fig.n°8). Essendo le caratteristiche dell'area polare importanti per la determinazione tassonomica, si utilizza l'indice per descrivere l'area polare stessa, dato dal rapporto tra la massima distanza tra gli apici di due colpi e il diametro del granulo pollinico.

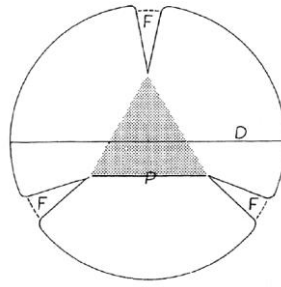


Fig.n°8: la posizione dell'area polare (in grigio). F: colpi in vista polare. Indice dell'area polare: P/D. Da Fægri e Iversen (1989).

Il numero delle aperture è molto variabile, da 1 a 40 o più.

Le monocotiledoni sono caratterizzate dall'avere una sola apertura, un poro o un colpo.

Molte dicotiledoni hanno invece 3 aperture, colpi, pori o entrambi; questo è dovuto al fatto che si formano in corrispondenza dei punti in cui il singolo granulo era in contatto con gli altri quando erano uniti in tetradi.

Nelle spore crittogame sono presenti dei tagli longitudinali (spore monolete) o triradiati a forma di uncino (spore trilete), che si formano quando gli sporociti sono in contatto tra loro nello stadio di tetrade.

10.4.5 Le dimensioni

Le dimensioni dei granuli pollinici sono comprese tra 5 micron e più di 200 micron. La misurazione dei granuli è importante per il riconoscimento di alcuni *taxa* somiglianti tra loro che differiscono però nelle loro dimensioni.

Il polline vivente cambia dimensione in base alla presenza di acqua.

I granuli fossili rimangono con dimensioni uguali dopo la deflocculazione con KOH 10% e il montaggio in glicerina; il trattamento con HF e l'acetolisi influenzano invece le dimensioni. Dopo l'acetolisi il granulo diventa più grande, poi diventa più piccolo e raggiunge la dimensione definitiva dopo 3 minuti, che è comunque maggiore rispetto a quella prima dell'acetolisi stessa.

10.5 Il diagramma pollinico: i *taxa* individuati

Segue un elenco dei morfotipi di granuli pollinici e spore riconosciuti (alcune foto in fig.n°9), con una indicazione dei *taxa* inclusi in essi e una breve descrizione delle esigenze ecologiche caratterizzanti, come riportate in letteratura (Pignatti, 1982; Sartori, 1985; Ehrendorfer, 1995; Pignatti, 1998; Bracco e Marchiori, 2001; Lasen, 2007).

Nel complesso sono stati riconosciuti 92 *taxa* di piante e funghi: 18 *taxa* di piante arboree, 12 di arbustive, 37 di erbacee, 4 di acquatiche, 14 di funghi, 5 di *Pteridophyta* e 2 di *Lycopodiophyta*.

Granuli pollinici di piante arboree:

- *Abies alba*. L'abete bianco, pur essendo una conifera, ha esigenze molto simili a quelle delle latifoglie e richiede un clima fresco-umido.
- *Acer*. Le specie di questo genere prediligono ambienti freschi e umidi, con una certa disponibilità di luce e con suoli senza eccessi di acqua. La specie *campestre* si trova dal piano pianiziale a quello pedemontano, a differenza delle specie *pseudoplatanus* e *platanoides* che si trovano tra i 700 ed i 900 metri di altitudine.
- *Alnus glutinosa* type: include le specie *glutinosa* e *incana*. L'ontano, pianta pioniera e nitrofila, si trova nei boschi ripariali, in cui l'umidità è piuttosto elevata.
- *Betula*. E' una pianta eliofila è amante delle aree umide diffusa nelle zone temperate e boreali; essendo una pianta pioniera è uno dei primi alberi che riesce a colonizzare le aree boschive degradate dagli incendi. Di sovente si unisce al pino silvestre
- *Carpinus* type: include *Carpinus* e molto occasionalmente *Ostrya*. Il carpino predilige gli ambienti freschi e ombrosi con suoli profondi; per quanto riguarda la distribuzione altitudinale, questo *taxon* si trova nelle fasce pianiziale, collinare e pedemontana. Il carpino bianco è un *taxon* il cui aumento nella diffusione è facilitato nei momenti di poco posteriori alle attività di disboscamento (Ehrendorfer, 1995), periodo in cui prevale rispetto alla farnia.
- *Fagus*. Il faggio ha un carattere mesofilo, per cui non resiste al gelo e tollera il calore; in particolare non sopporta la mancanza di umidità nell'aria e necessita di suoli profondi, che non devono avere acqua in eccesso. Essendo molto sensibile, questa specie risponde prontamente alle variazioni climatiche, ampliando o riducendo il suo areale di diffusione. Un importante fattore favorevole al suo sviluppo è l'abbondanza di precipitazioni, che riducono l'escursione termica e aumentano l'umidità atmosferica. Inoltre, l'aumento dell'umidità e la conseguente formazione di nubi e nebbie diminuiscono l'insolazione al suolo, situazione ideale per il faggio, che ha una

scarsa esigenza di luce. E' stato constatato che in Italia il faggio ha come limite altitudinale inferiore 700 m sulle Alpi (Negri, 1920), ma sono stati individuati come alberi isolati e in gruppi cespugliosi anche a quote inferiori queste formazioni sono da considerarsi dei relitti e non degli esemplari pionieri: la maggior parte delle faggete presenti oggi a bassa quota è stata distrutta dall'intervento antropico.

- *Fraxinus excelsior* type: include le specie *excelsior* e *ornus*. La specie *excelsior* è adattata a vivere in ambienti umidi e con substrati profondi; al contrario, la specie *ornus* necessita di habitat aridi e assolati.

- *Juglans* type: include *Juglans* e *Pterocarya*. *Juglans* era diffusa già dall'era Terziaria in Europa. A seguito delle glaciazioni, alcuni esemplari sono riusciti ad arrivare nel bacino del Mediterraneo; l'areale di distribuzione del noce nell'età quaternaria si estendeva dalla Penisola Balcanica fino all'Asia centrale. Il noce è stato poi introdotto in Europa da parte dei Greci tra il VII e il V secolo a.C. dall'Asia minore. *Pterocarya* è invece originaria del Caucaso ed è stata introdotta in Europa solo nel 1800.

- *Olea*. L'ulivo, *Olea europaea*, è una specie stenomediterranea attualmente coltivata anche in Nord Italia, in particolare in Liguria, sui Colli Euganei e sulle sponde dei laghi prealpini lombardi (soprattutto del Lago di Garda). Si può ipotizzare che si tratti della sottospecie selvatica *oleaster*, che è meno comunque meno resistente al gelo rispetto alla sottospecie coltivata.

- *Ostrya* type: include *Ostrya* e molto occasionalmente *Carpinus*. Il carpino nero (*Ostrya carpinifolia*) predilige ambienti caldi e secchi con luce diretta di carattere sub-mediterraneo, si insedia anche su suoli poco profondi, e si trova dai 200 metri di altitudine fino al piano submontano.

- *Picea abies*. L'abete rosso, pianta pioniera, ha buone capacità di adattamento al variare di condizioni termiche e di umidità del suolo; predilige le pendici luminose e si espande soprattutto negli orizzonti montano e subalpino.

- *Pinus sylvestris/mugo* type: include la maggior parte delle specie di *Pinus*, tra cui *sylvestris* e *mugo*. Il pino silvestre è una specie ad ampio spettro ecologico, pioniera e resistente a condizioni ambientali molto difficili (escursioni termiche elevate, venti, aridità, geli tardivi), diffusa tra la fascia collinare e montana preferibilmente in ambienti luminosi e con clima secco. Il pino mugo è una pianta estremamente plastica dal punto di vista ecologico in quanto si adatta a moltissimi tipi di ambienti alpini adattando anche il proprio portamento (da quasi eretto a decisamente prostrato). E' una specie spiccatamente pioniera, anche su substrati rocciosi, e resistente a escursioni termiche e variazioni di umidità nel suolo, e, grazie all'eccezionale flessibilità dei fusti, a venti, neve e frane.

- *Pinus cembra* type. Specie che ama gli spazi aperti e luminosi con suoli asciutti nella fascia subalpina, ma mostra ampia tolleranza per altri fattori ecologici, ad esempio sopporta molto bene le forti escursioni termiche. Pur essendo una pianta piuttosto resistente, non è una specie pioniera: infatti, tende a occupare le aree già colonizzate dai larici che hanno provveduto a unificare i suoli.
- *Populus*. Il pioppo è una pianta legata agli ambienti umidi con terreno fertile senza ristagni d'acqua; inoltre, predilige aree aperte ben illuminate.
- *Quercus* (deciduous): incluse le specie caducifoglie di *Quercus*. Le specie di quercia caducifoglia presenti oggi nei boschi lombardi sono: *robur* o *pedunculata* (farnia), *sessilis* o *petraea* (rovere), *pubescens* (roverella). La farnia e la rovere necessitano di ambienti freschi con suoli profondi, la prima in pianura, la seconda tra i 200 e gli 800 metri di altitudine, mentre la roverella preferisce pendici luminose, calde e asciutte.
- *Salix*. Il salice arboreo vive in ambienti umidi, in condizioni intermedie tra l'ambiente palustre e quello dei boschi, dove la falda è più profonda.
- *Tilia*. Il tiglio predilige ambienti freschi e suoli asciutti e profondi; si diffonde ad altitudini comprese tra i 200 e gli 800 m s.l.m.
- *Ulmus*. Predilige gli ambienti freschi e con buona disponibilità d'acqua nel suolo, quindi in stazioni dove la falda idrica è vicina alla superficie del suolo e talora soggette a inondazioni.

Granuli pollinici di piante arbustive:

- *Alnus viridis*. L'ontano verde è un arbusto cespuglioso che vive normalmente in zone piuttosto umide al di sopra dei 1500 m. s.l.m.
- *Corylus*. Il nocciolo è un arbusto eliofilo che vive in gruppi numerosi nelle radure o ai margini del bosco, dove lo sfoltimento degli alberi permette l'arrivo di luce diretta.
- *Ephedra distachya* type: include varie specie del genere *Ephedra*. La specie *distachya*, in particolare, si diffonde nelle steppe e nelle aree semidesertiche (xerofila); è sempreverde.
- *Ephedra fragilis* type: include varie specie del genere *Ephedra*. La specie *fragilis* si installa normalmente su substrati rocciosi ed è xerofila; è sempreverde.
- *Ericaceae*: in questa famiglia sono inclusi generi comuni nell'attuale vegetazione montana lombarda come *Calluna*, *Rhododendron*, *Loiseleuria*, *Arctostaphylos*, *Erica* e *Vaccinium*.
- *Hedera helix*. Pianta lianiforme strisciante o rampicante a fusti lignificati ramosi, aderisce facilmente al substrato grazie alle radici avventizie aggrappanti. Si trova a ridosso di ruderi, su alberi e nel sottobosco.

- *Hippophaë*. Pianta xerofila, pioniera, si ritrova specialmente in luoghi sassosi, come greti, pendii franosi e calanchi, tra 50 e 1.700 m di quota; in Italia vive solo la specie *rhamnoides*, sottospecie *fluviatilis*. L'olivella è notevolmente resistente ai venti impetuosi e alla salsedine, richiede abbondante sole per una buona crescita.
- *Ilex* type: include varie specie del genere *Ilex*, a fogliame sempreverde o deciduo, che prediligono posizioni ombreggiate o di sottobosco e terreno acido o semi-acido e ricco di humus.
- *Juniperus*. Pianta sempreverde che è in grado di diffondersi fino all'orizzonte subalpino (specie *nana*) assumendo un portamento prostrato al suolo che permette di raccogliere calore dal substrato e di resistere a venti e geli.
- *Phyllirea*. Include specie mediterranee sempreverdi, in grado comunque di sopportare bene il clima continentale del Nord Italia; in Lombardia è segnalata solo la specie *latifolia* (ilatro).
- *Pistacia*. Si tratta di specie di climi caldi e secchi a carattere mediterraneo. In Nord Italia si trova solamente la specie *terebinthus* (terebinto) che vive lungo pendii aridi e rupi calcaree, in boschi termofili; si trova in formazioni a macchia con il leccio (ad es. lungo il Lago di Garda).
- *Vitis*. La vite è una pianta rampicante eliofila; *Vitis vinifera* subsp. *sylvestris* è la sottospecie spontanea, ampiamente diffusa nelle aree ben soleggiate, come le radure e i margini dei boschi.

Granuli pollinici di piante erbacee:

- *Apiaceae*: questa famiglia include vari generi, tra i quali i principali sono *Heracleum* e *Astrantia*. Le specie di questa famiglia si trovano quasi sempre negli ambienti incolti e ruderali.
- *Apium inundatum* type: include le specie *inundatum*, *nodiflorum* e *graveolens*. Specie erbacea decisamente legata agli ambienti acquatici, con radici perennemente sommerse.
- *Artemisia*. Alcune specie, quali *vulgaris* e *campestris*, sono considerate delle erbe infestanti e ruderali; la specie *vulgaris* è nitrofila. Altre specie (*glacialis* e *genipi*) sono invece adattate a vivere in condizioni climatiche estreme, al limite delle nevi perenni. Sono erbe xerofile.
- *Asteraceae*: questa famiglia include la sottofamiglia delle *Asteroideae* che comprende, tra le altre, le tribù *Senecioneae*, *Calenduleae*, *Astereae*, *Anthemideae*, *Eupatorieae*. Da questo morfotipo pollinico è esclusa la sottofamiglia *Cichorioideae* in quanto i granuli pollinici di queste specie sono morfologicamente distinguibili. Gli ambienti tipici di diffusione sono le aree ruderali, le radure e le praterie rase; molte specie sono nitrofile.
- *Bupleurum*. L'habitat tipico delle specie di questo genere sono le rupi e i luoghi sassosi.
- *Campanula* type: questo morfotipo include i generi *Campanula* e alcune specie del genere *Phyteuma*. Vivono principalmente nelle radure dei boschi, negli incolti e nei prati.

- *Caryophyllaceae*: questa famiglia include numerosi generi, i più frequenti nell'attuale vegetazione lombarda sono *Silene*, *Gypsophila*, *Scleranthus*, *Stellaria*, *Cerastium*, *Lychnis*, *Arenaria*, *Agrostemma* e *Dianthus*. Molte specie sono nitrofile.
- *Centaurea cyanus*: l'habitat tipico di questa specie sono i campi di cereali; cresce inoltre in prati, terreni incolti e ai bordi delle strade.
- *Centaurea jacea* type: include le specie *jacea*, *nigra* e *nemoralis* del genere *Centaurea*. Le specie si diffondono facilmente in aree ruderali.
- *Cerealina* type: questo morfotipo include i generi *Hordeum*, *Avena* e *Triticum*; *Secale* è esclusa essendo distinguibile a livello palino logico dagli altri cereali.
- *Chenopodiaceae*: questa famiglia include, tra gli altri, i generi *Salsola*, *Chenopodium*, *Salicornia*. Essendo piante pioniere, vivono in ambienti difficili come le steppe aride (erbe xerofile); molte sono nitrofile.
- *Cichorioideae*: si tratta di una sottofamiglia di *Asteraceae* che include, tra i principali, i generi *Cichorium*, *Taraxacum*, *Sonchus*, *Lactuca*, *Tragopogon*, *Crepis*, *Leontodon*. Le specie sono nitrofile.
- *Circaea*. Queste piante sono componenti del sottobosco sia di latifoglie che di conifere.
- *Cruciferae*: questa famiglia include numerosi generi. Molte specie sono infestanti dei campi coltivati (*Capsella bursa-pastoris*, *Biscutella lyrata*), altre sono ruderali (*Lepidium graminifolium*, *Lobularia maritima*) e altre ancora vivono nell'ambiente rupicolo (*Brassica incana*) e nei boschi mesofili (*Alliaria petiolata*). Molte specie sono nitrofile.
- *Euphorbia*. La maggior parte delle specie incluse sono succulente e sono una componente della macchia mediterranea. Alcune specie possono talvolta avere anche un portamento arbustivo.
- *Euphrasia* type: include i generi *Euphrasia*, *Rhinantus* e *Bartsia*. Si tratta di piante tipiche di ambienti ruderali e deforestati.
- *Filipendula*. Il genere fa parte della famiglia delle *Rosaceae*; le specie sono adattate a vivere in prati aridi e ai margini dei boschi.
- *Helianthemum*. Le specie sono in grado di vivere in ambienti difficili di alta quota, rocciosi e aridi.
- *Knautia*. In Italia è comune fino ai 2.000 m s.l.m. e la si può trovare facilmente nei prati e pendii piuttosto magri, oppure ai margini dei sentieri
- *Liliaceae* type: include *Lilium* e *Iris*. Alcune specie di *Lilium* (*martagon*, *bulbiferum*) sono spontanee sulle nostre montagne; *Iris pseudacorus* è una specie spontanea diffusa in ambienti umidi.

- *Linaria* type: include i generi *Linaria* e *Cymbalaria*. La maggior parte delle specie incluse sono infestanti e ruderali.
- *Lysimachia vulgaris*. Legata agli ambienti umidi, vive nelle paludi, ai margini dei canneti, nei prati umidi, lungo i fossi e i corsi d'acqua, lungo le rive dei laghi.
- *Mentha* type: include, tra gli altri, i generi *Mentha*, *Tymus*, *Origanum*. Le specie incluse in questo morfotipo sono da considerarsi nitrofile.
- *Persicaria* type: include specie tipiche di ambienti nitrofilo, ruderali o umidi.
- *Plantago lanceolata*. Pianta adattata a crescere in tutti i tipi di ambiente: prati, campi, strade, sentieri. Si tratta di una specie nitrofila.
- *Poaceae*: in questa famiglia sono inclusi i generi di graminacee, esclusi i cereali. Allo stato spontaneo, pur localizzandosi soprattutto in ambienti aperti, occupano praticamente tutti i tipi di habitat, dai boschi ai luoghi umidi, dalle dune sabbiose agli ambienti ruderali. Si spingono a tutte le latitudini, con notevole escursione altimetrica. Sono piante perfettamente adattate ai climi aridi, anche se non mancano specie mesofile e acquatiche.
- *Polygala*. Questo genere include specie che vivono prevalentemente nei prati soleggiate e ai margini dei boschi preferibilmente su substrato acido.
- *Polygonum aviculare* type: include le specie *aviculare*, *arenastrum*, *boreale*, *maritimum*, *oxyspermum*, *patulum*, *rurivagum*. L'habitat tipico di queste piante sono i bordi dei sentieri e delle strade, le zone di calpestio e in generale antropizzate, i ruderi e i campi. Sopportano bene la siccità.
- *Rosaceae*: questa famiglia include numerosi generi tra i quali *Crataegus*, *Dryas*, *Fragaria*, *Malus*, *Potentilla*, *Prunus*, *Pyrus*, *Rosa*, *Rubus*, *Sorbus*, *Mespilus*. Nel gruppo sono comprese specie ad uso alimentare (pero, melo, prugnolo, fragola, mora), eliofile tipiche di radure (biancospino, rovo) e infestanti nitrofile (rovo).
- *Rubiaceae*: questa famiglia comprende i generi *Asperula*, *Crucianella*, *Galium* e *Rubia*, gli unici diffusi in Italia. Include specie nitrofile, ruderali e tipiche dei margini dei boschi.
- *Rumex acetosella* type: include alcune specie del genere *Rumex*, in particolare *acetosella* e *tenuifolius*. Si trovano lungo le strade, nei luoghi incolti e nei prati umidi e acquitrinosi, e predilige suoli ricchi di nitrati.
- *Rumex obtusifolius* type: comprende alcune specie del genere *Rumex*, in particolare *obtusifolius*, *longifolius*, *palustris*, *aquaticus*, *hydrolapathum*, che si rinviene comunemente in ambito ruderaie, negli ambienti umidi e talvolta anche nei terreni coltivati.
- *Symphytum*. Le specie si diffondono principalmente nei prati umidi e lungo i corsi d'acqua.

- *Tamus communis*. Pianta erbacea spontanea tipica del sottobosco di boschi densi e macchie fitte, ma si può trovare anche nelle radure e nelle siepi.
- *Thalictrum*. Alcune specie preferiscono zone umide, boschi e prati; la specie *alpinum* è distribuita un po' ovunque ed è tipica di ambienti di steppa aperta insieme ad artemisia e cicorioidee.
- *Urtica*. Le specie sono marcatamente nitrofile e ruderali e, all'interno dei boschi, preferiscono le aree più umide e ombrose.
- *Valeriana officinalis* type: include le specie *officinalis*, *tuberosa*, *pyrenaica*. La specie *officinalis* predilige gli ambienti freschi e umidi e cresce ai margini dei boschi e nei prati.

Granuli pollinici di piante acquatiche (vegetazione locale):

- *Cyperaceae*: questa famiglia include molti generi tra cui i principali sono *Carex*, *Cladium*, *Eriophorum*, *Scirpus*. Si tratta di piante acquatiche o adattate a vivere su substrati umidi e si trovano facilmente negli stagni e nei terreni acquitrinosi. Per quanto riguarda il genere *Carex*, le specie si ritrovano a costituire le zolle pioniere dell'orizzonte alto-alpino, denominate curvuleti sui substrati silicei (*Carex curvula*) e firmeti su quelli calcarei (*Carex firma*).
- *Nymphoides peltata*. Pianta acquatica che predilige acque poco profonde, stagnanti o con leggera corrente. In Italia settentrionale la sua presenza è limitata alla Pianura Padana.
- *Sparganium erectum*. Pianta tipiche degli ambienti acquatici palustri o caratterizzati da correnti d'acqua deboli.
- *Typha latifolia*. Pianta acquatica che cresce spontaneamente lungo le rive dei fiumi o in zone umide con acque stagnanti.

Spore fungine:

- *Actinopeltis* sp. - corpi fruttiferi; parassita frequente di felci e sfagni.
- *Cercophora* sp. - ascospore
- *Chaetomium* sp. - ascospore; questo genere comprende la specie *globosum* che provoca la malattia della carie del legno, che consiste nella degradazione dei tessuti legnosi delle pareti cellulari, anche su piante vive.
- *Coniochaeta* sp. - ascospore
- *Delitschia* ssp. - ascospore
- *Diporotheca rhizophila* - ascospore; parassita specialmente le radici di *Solanum*.
- *Gelasinospora* sp. - ascospore
- *Geoglossum sphagnophilum* - ascospore

- *Helicoon pluriseptatum* - conidi
- *Meliola ellisii*- ascospore
- *Neurospora crassa* - ascospore; in base alle indicazioni della letteratura il rinvenimento di questa specie è rara e non era ancora stata trovata come palinomorfo in depositi lacustri (Van Geel, 2001).
- *Sordaria* sp. - ascospore. Tra gli attuali sordariomiceti è incluso anche il genere *Graphium* (Zhang *et al.*, 2006); la specie *ulmi*, la cui forma ascofora è denominata *Ophiostoma ulmi*, provoca una grave malattia agli olmi in quanto le ife ostruiscono le trachee nei fusti. E' riportato in letteratura che negli ultimi 40 anni circa gli olmi hanno subito una diminuzione nel loro numero dovuta alla moria di esemplari maturi colpiti da questo fungo parassita specifico (Bracco e Marchiori, 2001).
- *Sporormiella* sp. - ascospore
- *Ustulina deusta* - ascospore; parassita che causa la carie soffice, patologia che consiste nella degradazione della cellulosa e dell'emicellulosa. Nella fase finale della malattia il duramen del legno è completamente distrutto mentre l'alburno non è intaccato: osservato esternamente l'albero non presenta sintomi di malattia. Gli alberi parassitati da questa specie di fungo sono *Abies*, *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Salix*, *Tilia* e *Ulmus*.

Segue una suddivisione dei *taxa* fungini sulla base della loro ecologia (cf. Van Geel, 1976; Van Geel e Aptroot, 2006); tali categorie saranno commentate e messe in relazione quali *proxies* di impatto antropico con i microcarboni (vedi cap.15).

parassiti	coprofilii	in paludi e torbiere	carbonicoli
<i>Chaetomium</i> sp.	<i>Cercophora</i> sp.	<i>Actinopeltis</i> sp.	<i>Gelasinospora</i> sp.
<i>Diporothea rhizophila</i>	<i>Coniochaeta</i> sp.	<i>Geoglossum sphagnophilum</i>	<i>Neurospora crassa</i>
<i>Gelasinospora</i> sp.	<i>Delitschia</i> ssp.	<i>Helicoon pluriseptatum</i>	
<i>Sordaria</i> sp.	<i>Gelasinospora</i> sp.	<i>Meliola ellisii</i>	
<i>Ustulina deusta</i>	<i>Sordaria</i> sp.		
	<i>Sporormiella</i> sp.		

Spore di *Pteridophyta*:

- monolete spores - spore appartenenti a vari generi, il principale dei quali è *Dryopteris*; in alcuni casi le spore sono ancora contenute nel perisporio.

- *Polypodium* - spora monolete.

- *Pteridium aquilinum* - spora trilete; in alcuni casi le spore sono ancora contenute nel perisporio.

Questa felce è pioniera dopo gli eventi di incendio.

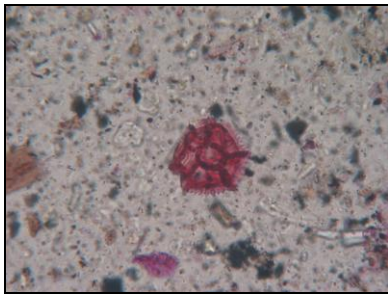
- *Cryptogramma crispera* - spora trilete. Diffusa principalmente nelle aree montuose.

- *Osmunda regalis* - spora trilete

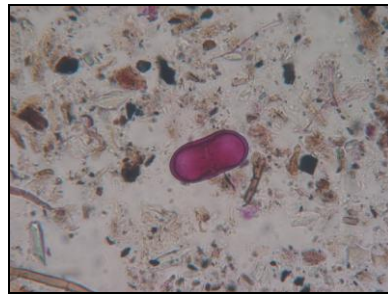
Spore di *Lycopodiophyta*:

- *Huperzia selago* - spora trilete.

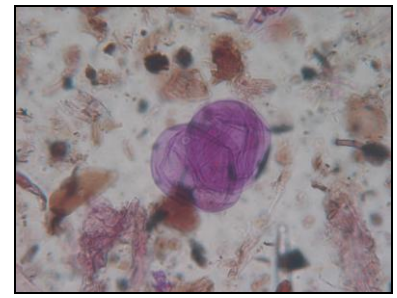
- *Selaginella selaginoides* - spora trilete.



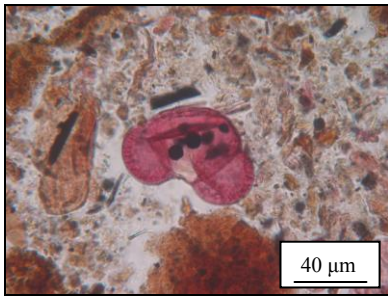
Cichorioideae



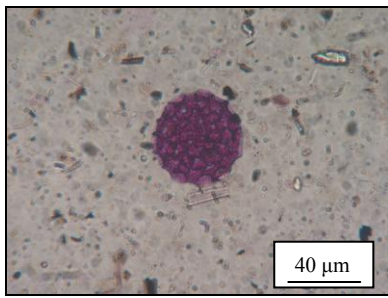
Apiaceae



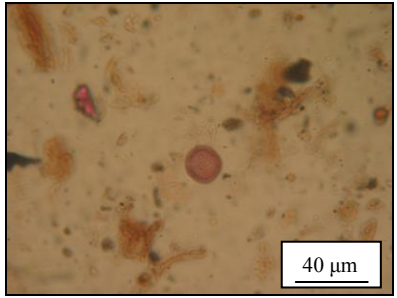
Cerealia



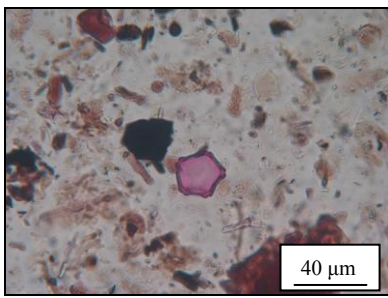
Pinus sylvestris/mugo type



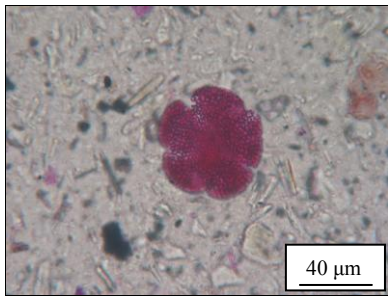
Polygonum amphibium



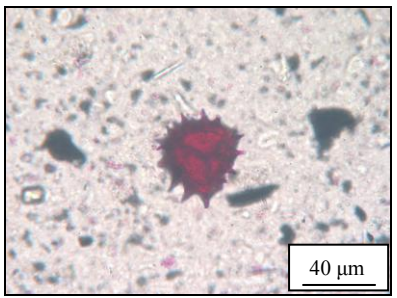
Olea



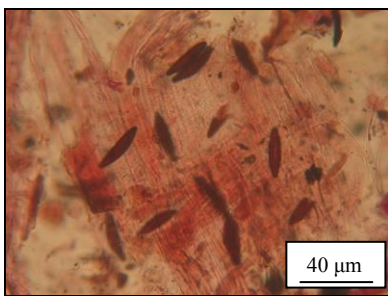
Alnus glutinosa type



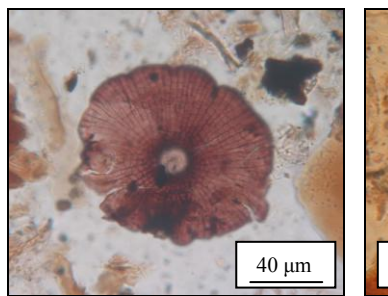
Mentha type



Selaginella selaginoides (spora)



Ustulina deusta (ascospore su legno)



Actinopeltis sp. (corpo fruttifero)



Pteridium aquilinum (spore su sporangio)

Fig.n°9: esempi di granuli pollinici e resti di lycopodi, funghi e felci riconosciuti nei campioni analizzati.

10.6 Le elaborazioni statistiche

Le specie individuate sono state inserite in un database all'interno del *software* Tilia 2.0.b.4, (elaborazione di Grimm) al quale è stato collegato un file con l'elenco dei campioni analizzati e le quantità di granuli appartenenti ai vari *taxa* in ciascun campione.

Il file così ottenuto è stato importato nel *software* Tilia 1.7.16, nel quale è stato possibile elaborare un diagramma pollinico che esplica in modo grafico tutte le informazioni ottenute.

Anzitutto sono state calcolate le somme dei granuli pollinici e delle spore dei vari *taxa* per ciascun campione. Sono state poi calcolate la somma complessiva delle spore e la somma pollinica, riferita a ciascun campione. Quest'ultimo parametro comprende alberi, arbusti ed erbe, mentre sono escluse le spore, che forniscono informazioni supplementari su particolari condizioni ambientali e sulla presenza di impatto antropico. Anche le specie che compongono la vegetazione locale non sono comprese nella somma pollinica, in quanto risultano sovrarappresentate. Infatti, i granuli di queste piante perlopiù acquatiche si depositano in quantità maggiore rispetto a quelli delle altre specie, vista l'immediata vicinanza con il sito in oggetto.

Per ogni campione, come già detto, è stato analizzato un totale di almeno 400 granuli, tranne in 13 campioni, nei quali la concentrazione di granuli è risultata bassa ($< 4\ 000$ granuli/cm³; la media è di circa $45\ 000$ granuli/cm³, con valore minimo di 442 granuli/cm³ a 36.68 m e massimo di $514\ 570$ granuli/cm³ a 31.81 m) e per i quali sono stati comunque analizzati almeno 50 granuli. Sono stati presi quindi in considerazione 198 campioni in totale, che sono quelli con almeno 50 granuli analizzati.

Sulla base delle somme delle varie entità tassonomiche sono state calcolate le percentuali, che costituiscono i dati numerici che bisogna inserire nel diagramma pollinico. Le percentuali dei singoli *taxa* di polline sono calcolate sulla somma pollinica, eccetto quelle delle entità tassonomiche della vegetazione, calcolate sul totale dei granuli pollinici. Le percentuali dei *taxa* delle spore sono calcolate sul totale delle spore.

Si nota che le percentuali non sono state corrette sulla base della produttività e/o potenziale di dispersione dei granuli pollinici differenziale tra le specie; non sono infatti presenti in letteratura dati esaustivi su tutte le entità tassonomiche riconosciute e i grafici palinologici in letteratura con i quali si possono effettuare confronti non presentano tali correzioni. A titolo esemplificativo si riporta che, sulla base della produttività, la percentuale che si trova nei campioni può essere corretta con i seguenti coefficienti per avere un quadro realistico della reale presenza quantitativa delle specie: pino $\frac{1}{4}$ (sovrarappresentato), nocciolo $\frac{1}{4}$ (sovrarappresentato), tiglio 4 (sottorappresentato), quercia e faggio 1.

Il diagramma è stato costruito ponendo lungo l'asse Y le scale di profondità ed età, la litologia della colonna stratigrafica e le datazioni radiocarboniche; nell'asse X vi sono invece i *taxa* dei granuli pollinici, delle spore e delle piante acquatiche riconosciute con le relative percentuali. Gli andamenti delle variazioni delle percentuali lungo la profondità sono rappresentate da curve che delimitano un'area nera. Nell'asse X sono riportati anche gli andamenti degli influssi di micro e macrocarboni e della suscettività magnetica.

Le specie sono state suddivise in alcuni gruppi: alberi, arbusti, erbe e vegetazione locale; sono state quindi calcolate le percentuali complessive di tutti i gruppi per ogni campione. E' stato successivamente possibile sovrapporre le curve definite dalle percentuali di alberi, cespugli ed erbe, in modo da visualizzare facilmente aumenti e diminuzioni complementari delle tre categorie.

Infine, è stata calcolata e resa graficamente un'esagerazione 10 X delle curve (area bianca adiacente alla nera definita per ciascun *taxon*), in modo da poter apprezzare le variazioni nella profondità dei *taxa* poco rappresentati, ma importanti indicatori di impatto antropico o attività agricole; ad esempio i cereali risultano sottorappresentati in quanto il polline viene prodotto in scarsa quantità (i fiori sono perlopiù autogami) e si disperde per un breve periodo di tempo e a corte distanze.

Successivamente sono stati elaborati due tipi di calcoli statistici i cui risultati sono riportati di seguito e commentati nei capitoli 14 e 15. Si tratta di ordinazioni (DCA e PCA), finalizzate all'individuazione di gradienti significativi nelle successioni vegetazionali, e dell'analisi della rarefazione per determinare la diversità. Questi calcoli sono stati applicati solamente sulle percentuali del polline di alberi, arbusti ed erbe, escludendo quindi la vegetazione locale e le spore.

Le ordinazioni sono state calcolate utilizzando il *software* Canoco 4.5 (Smilauer, 1994). Inizialmente è stata effettuata l'ordinazione DCA (*detrended correspondence analysis*) per ricavare la lunghezza del gradiente del primo asse e quindi determinare se i dati (cioè le percentuali polliniche) seguono un modello lineare o unimodale (Birks and Gordon, 1985). In base a quanto stabilito da ter Braak e Prentice (1988), i modelli lineare e unimodale sono entrambi validi se la lunghezza del gradiente del primo asse della DCA ha un valore compreso tra 1.5 e 3 SD; questa condizione si è verificata nel caso della sequenza comprendente i livelli inclusi nel modello età-profondità (lunghezza di 2.087 SD). Per quanto riguarda la sequenza completa, la lunghezza del gradiente è poco maggiore a 3 SD (precisamente è 3.003 SD): l'ordinazione che sembra più adatta in questo caso è la DCA, anche se il valore della lunghezza è praticamente posto al limite che determina la validità sia di DCA che di PCA (*principal*

components analysis). La relazione tra i dati per la parte di sequenza ad alta risoluzione è invece di tipo lineare (lunghezza del gradiente di 1.351 SD) e, essendo la lunghezza inferiore a 1.5 SD, si preferisce l'ordinazione PCA. Nei grafici della PCA le frecce, che costituiscono i vettori delle specie, puntano in direzioni della massima variazione dell'abbondanza dei *taxa* e mostrano le correlazioni tra le specie. Si riportano di seguito i grafici ottenuti (figg.n°10-17), che verranno poi, come detto, commentati nel contesto della ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale (cap.14) e dell'impatto antropico (cap.15). Tra i grafici è riportata anche l'ordinazione PCA della sequenza completa, poiché la lunghezza del gradiente del primo asse della DCA è di poco superiore al limite per cui sono valide sia PCA che DCA, come sopra detto.

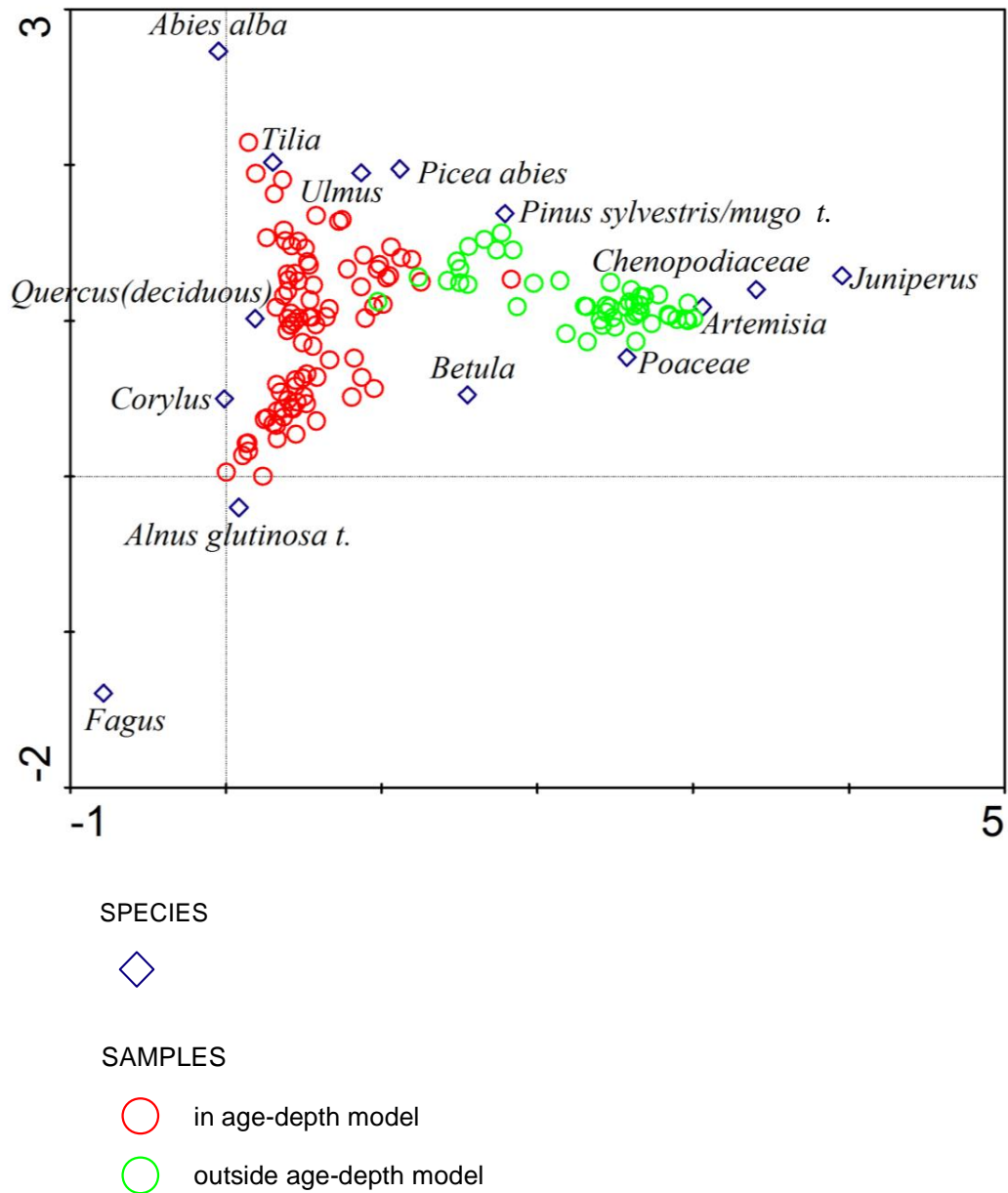


Fig.n°10: DCA della sequenza completa. I rombi indicano le specie e i cerchi rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alla loro inclusione o esclusione rispetto al modello età-profondità. Le lunghezze dei gradienti degli assi 1, 2, 3 e 4 sono rispettivamente: 3.003, 2.146, 2.203 e 0.996.

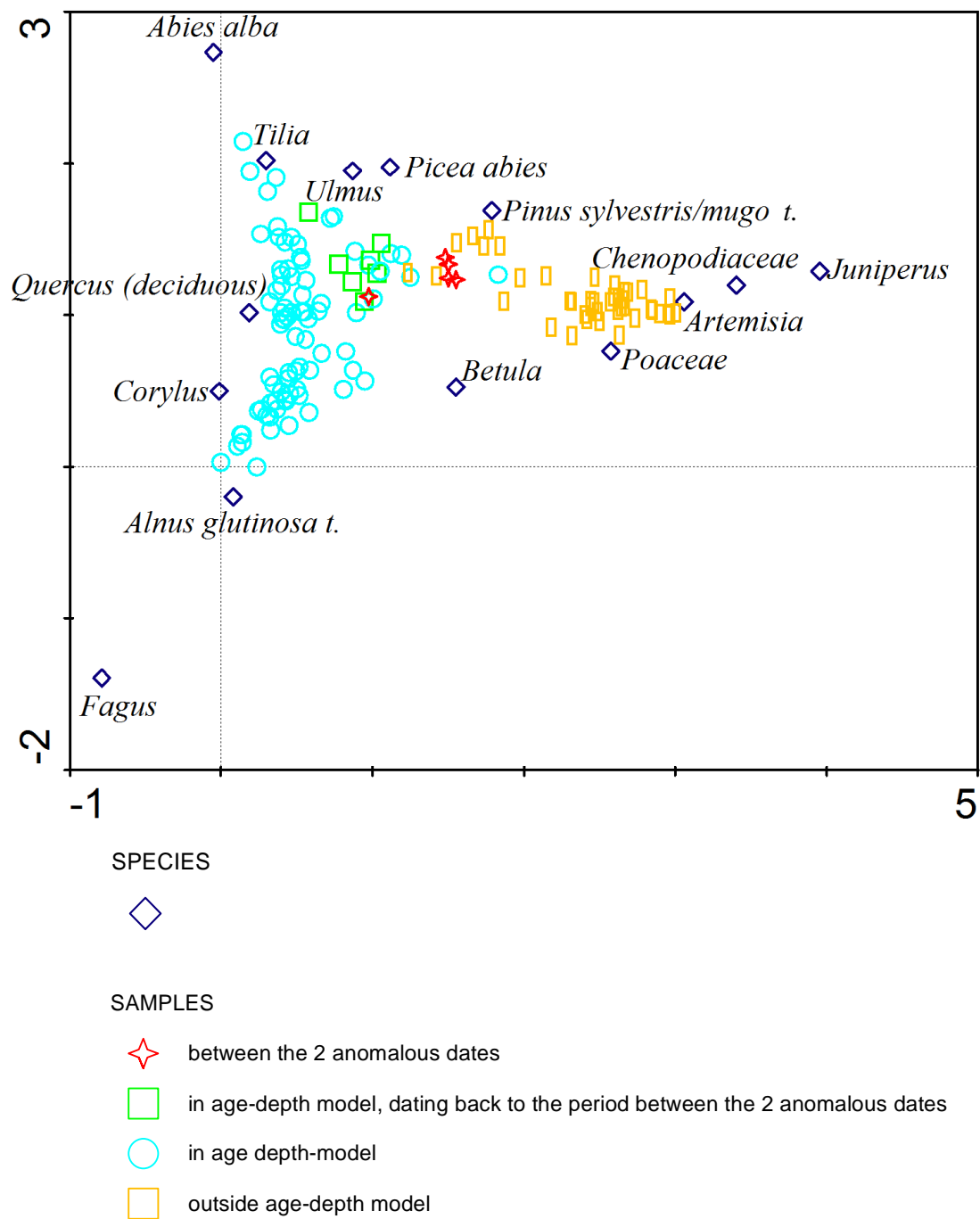


Fig.n°11: DCA della sequenza completa. I rombi indicano le specie e gli altri simboli i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alla posizione nella porzione di sequenza compresa tra le due datazioni escluse dal modello età profondità (date anomale), nella porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità risalente alle età comprese tra le due datazioni anomale, nella porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità, nella porzione di sequenza esclusa dal modello età-profondità.

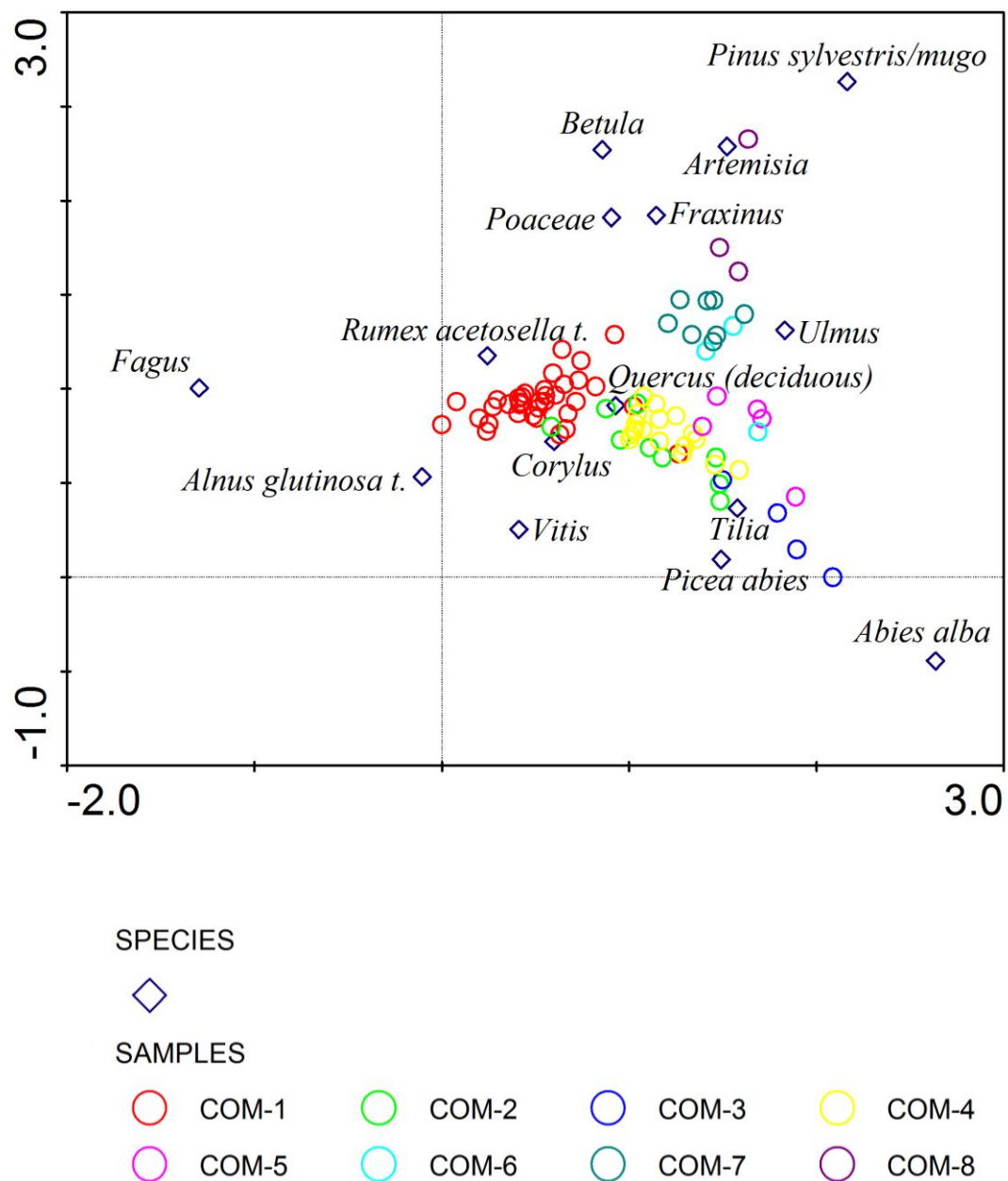


Fig.n°12: DCA della sequenza inclusa nel modello età-profondità. I rombi indicano le specie e i cerchi rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alle zone in cui è stata suddivisa la sequenza pollinica (vedi § 10.7 per i dettagli). Le lunghezze dei gradienti degli assi 1, 2, 3 e 4 sono rispettivamente: 2.087, 2.328, 1.253 e 0.981.

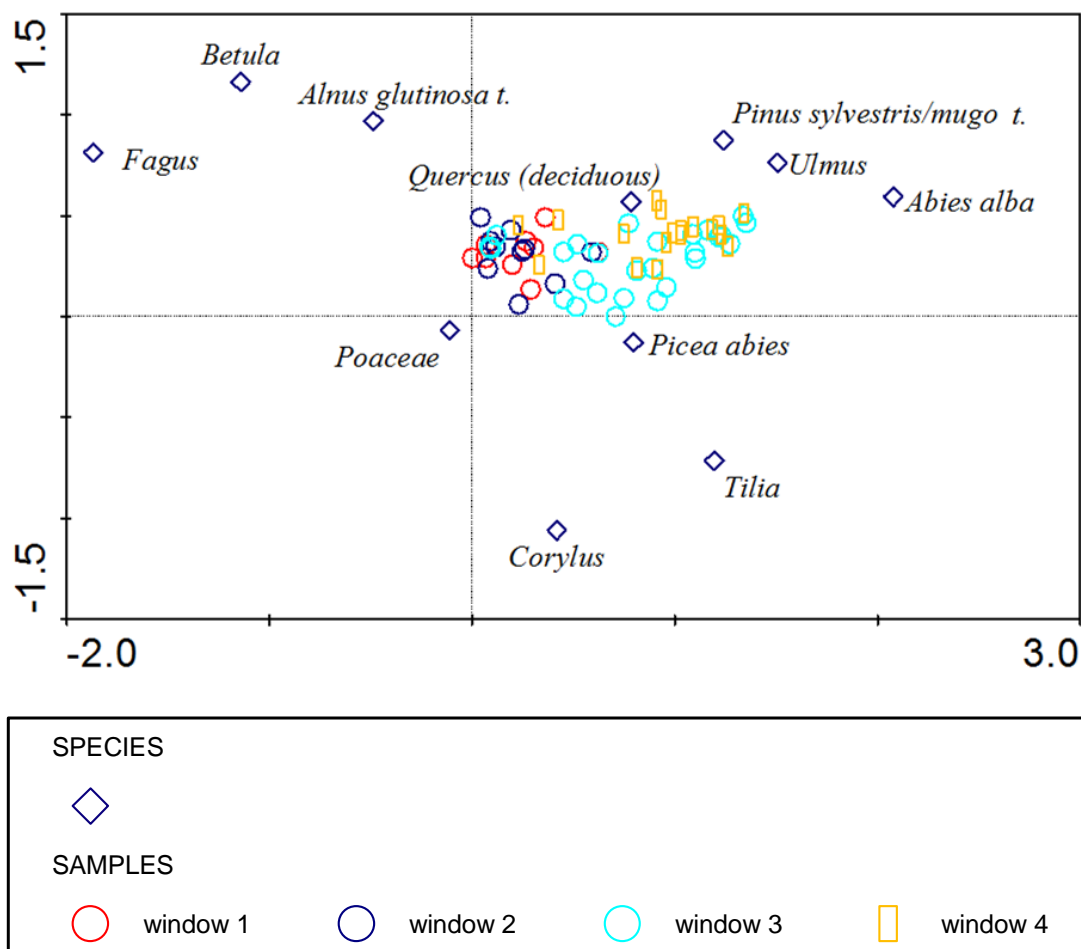


Fig.n°13: DCA della sequenza ad alto dettaglio. I rombi indicano le specie e gli altri simboli rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alle 4 finestre in cui la sequenza è suddivisa (vedi § 10.7 per i dettagli). Le lunghezze dei gradienti degli assi 1, 2, 3 e 4 sono rispettivamente: 1.351, 0.574, 0.548 e 0.571.

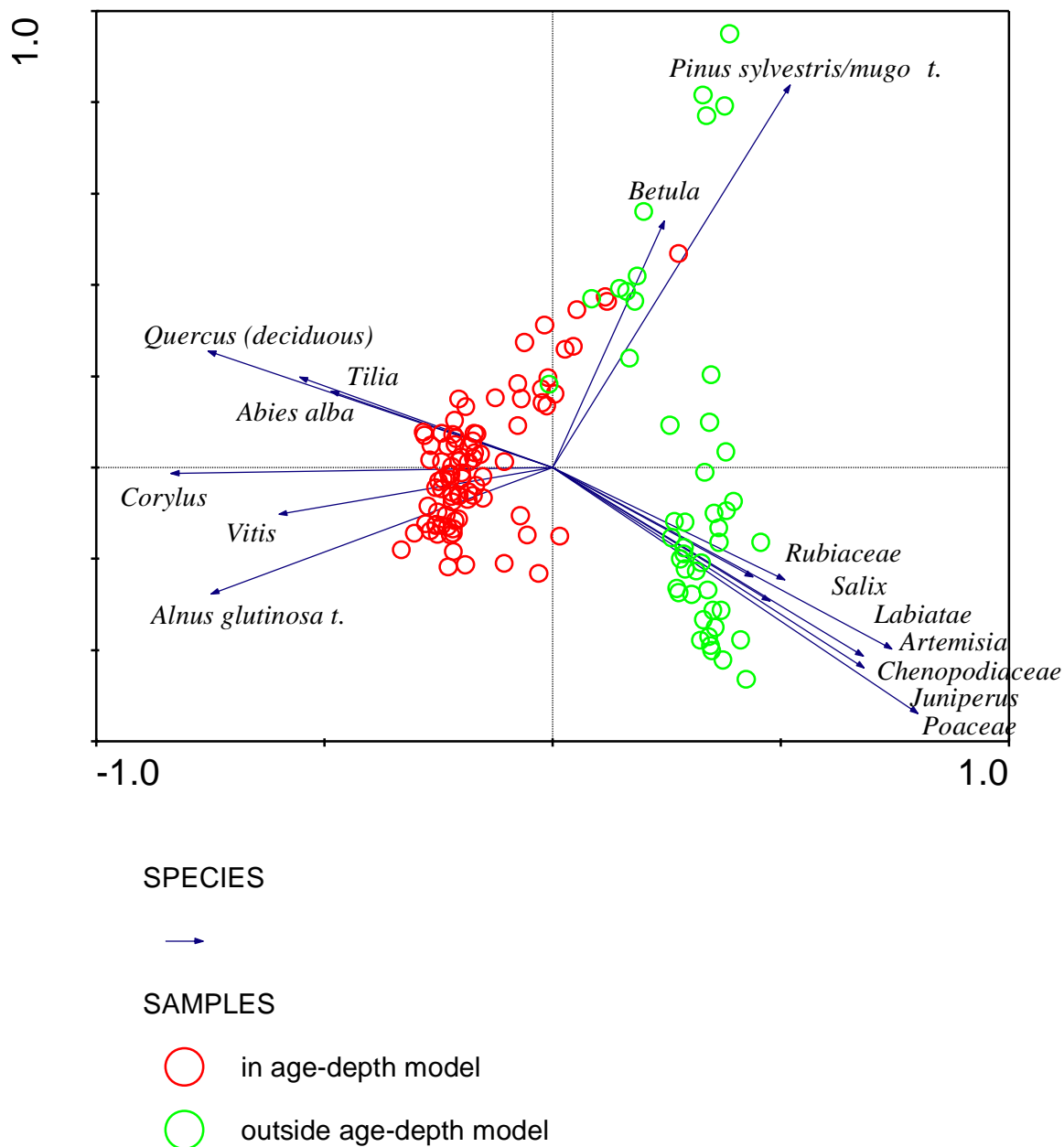


Fig.n°14: PCA della sequenza completa. Le frecce indicano i vettori delle specie e i simboli rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alla loro inclusione o esclusione rispetto al modello età-profondità. Gli assi 1 e 2 della PCA spiegano rispettivamente il 43.8% e il 71.0% della varianza dei dati.

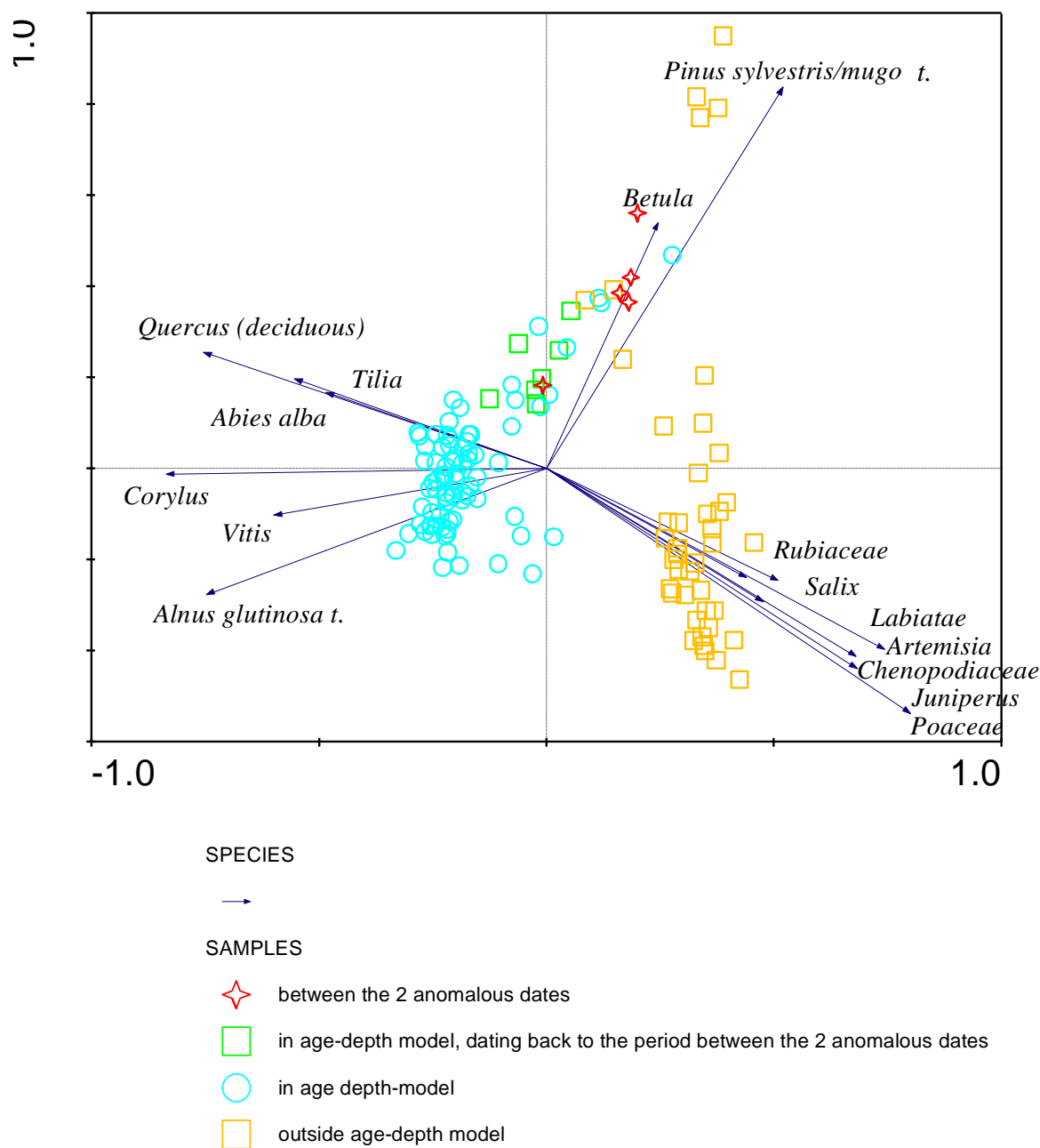


Fig.n°15: PCA della sequenza completa. Le frecce indicano i vettori delle specie e i simboli i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alla posizione nella porzione di sequenza compresa tra le due datazioni escluse dal modello età profondità (date anomale), nella porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità risalente alle età comprese tra le due datazioni anomale, nella porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità, nella porzione di sequenza esclusa dal modello età-profondità.

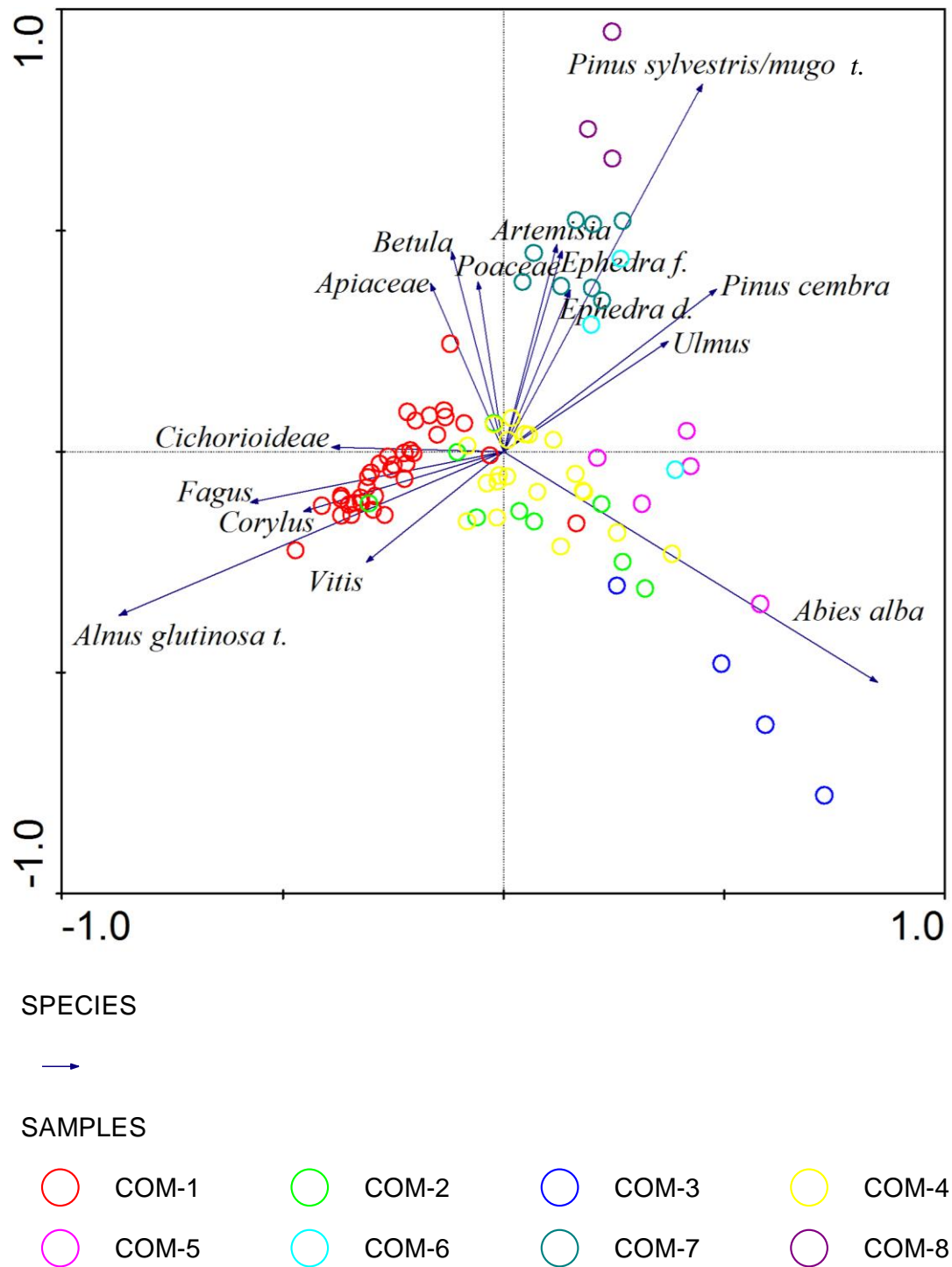


Fig.n°16: PCA della sequenza inclusa nel modello età-profondità. Le frecce indicano i vettori delle specie e i simboli rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alle zone in cui è stata suddivisa la sequenza pollinica (vedi § 10.7 per i dettagli). Gli assi 1 e 2 della PCA spiegano rispettivamente il 48.3% e il 74.3% della varianza dei dati.

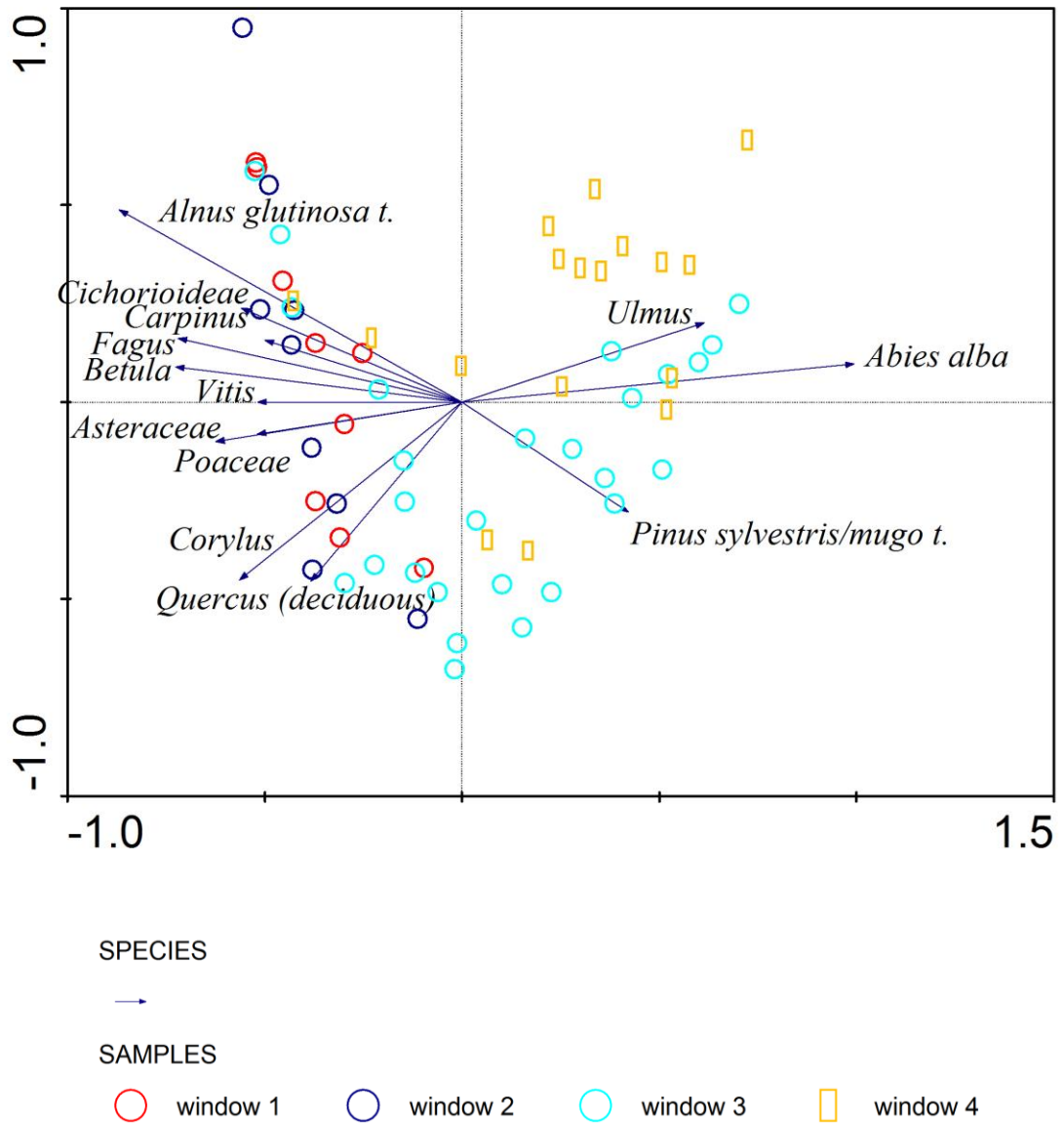


Fig.n°17: PCA della sequenza ad alto dettaglio. Le frecce indicano i vettori delle specie e i simboli rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alle 4 finestre in cui la sequenza è suddivisa (vedi § 10.7 per i dettagli). Gli assi 1 e 2 della PCA spiegano rispettivamente l'82.4 % e il 90.3 % della varianza dei dati.

La diversità è suddivisibile in due componenti, cioè la ricchezza (*richness*) e la equiripartizione (*evenness*). I parametri sono stati calcolati con l'analisi della rarefazione (Birks, 2007; Birks e Line, 1992; Odgaard, 1999, 2006) tramite il *software* R i386 2.15.0; questo tipo di analisi statistica è stato applicato in molti studi paleoecologici sia per l'Europa N-W (Birks e Line, 1992; Giesecke *et al.*, 2013; Lotter, 1999; Odgaard, 1999; Seppa, 1998; Colombaroli e Tinner, 2013), che per le aree mediterranee (Bisculm *et al.*, 2012; Colombaroli *et al.*, 2007, 2008; Tinner *et al.*, 1999; Colombaroli *et al.*, 2013). Lo script è stato elaborato da Dr. Daniele Colombaroli (*Institute of Plant Sciences - University of Bern*; Colombaroli e Tinner, 2013).

L'analisi della rarefazione stima il numero dei *taxa* pollinici che si riscontrerebbe se la somma pollinica fosse costante (Birks e Line, 1992). Siccome il numero totale dei *taxa* in un campione può includere una o poche specie dominanti si è proceduto a stimare la *evenness* (van der Knaap, 2009), che indica quanto una comunità si avvicina al caso ideale in cui vi è lo stesso numero di individui per tutte le specie presenti (Hurlbert, 1971). Ad esempio, si può ritenere che vi sia più diversità in una comunità con 10 individui per 10 specie riscontrate che in una con 91 individui per 1 specie e 1 individuo per le restanti 9 specie. Si riportano di seguito i grafici ottenuti (figg.n°18-20), che verranno poi anch'essi commentati nel contesto della ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale (cap.14) e dell'impatto antropico (cap.15).

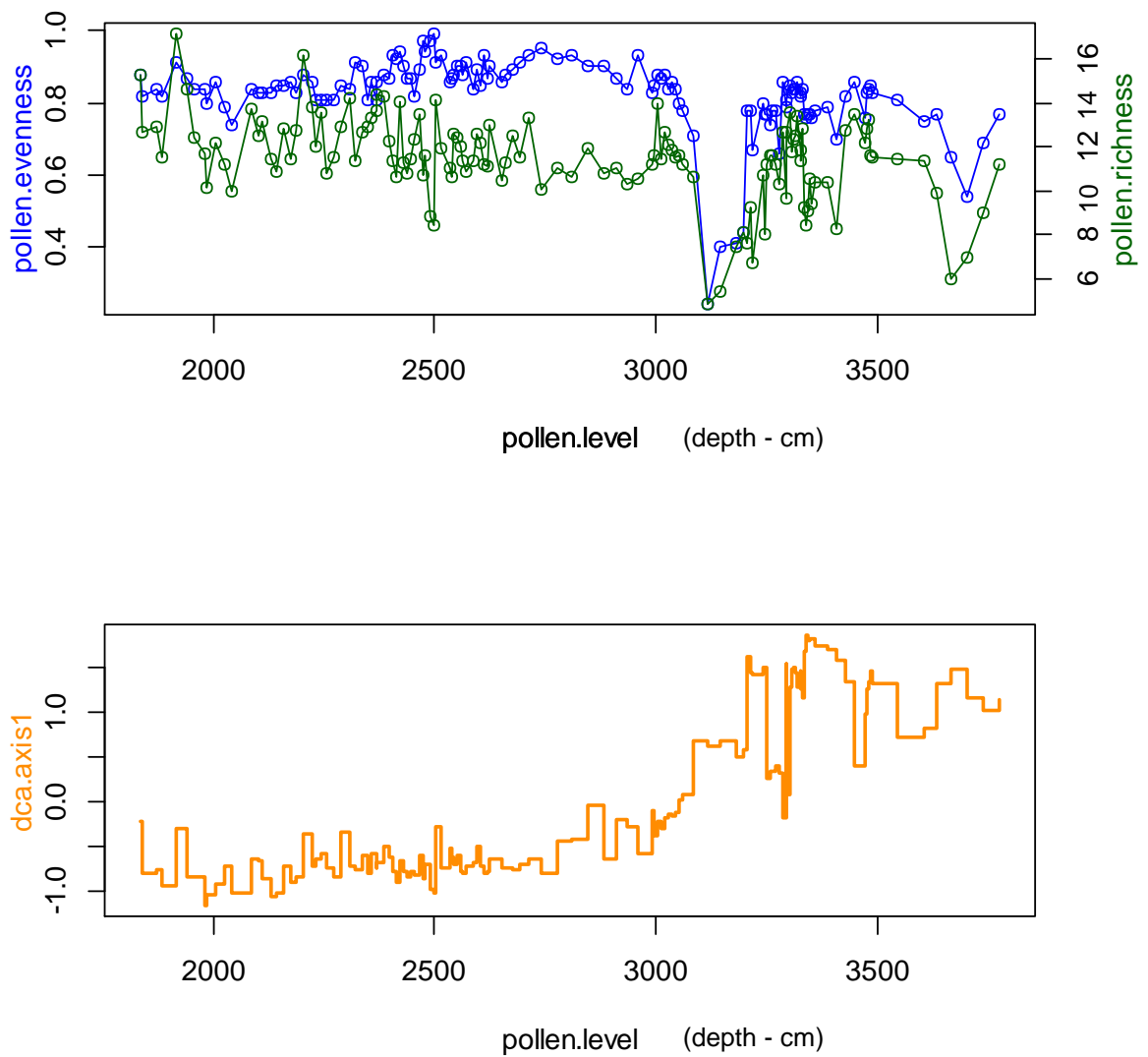


Fig.n°18: grafici raffiguranti gli andamenti della *evenness* e della ricchezza palinologica (in alto) e dei valori dell'asse 1 della DCA (in basso) relativi alla sequenza completa.

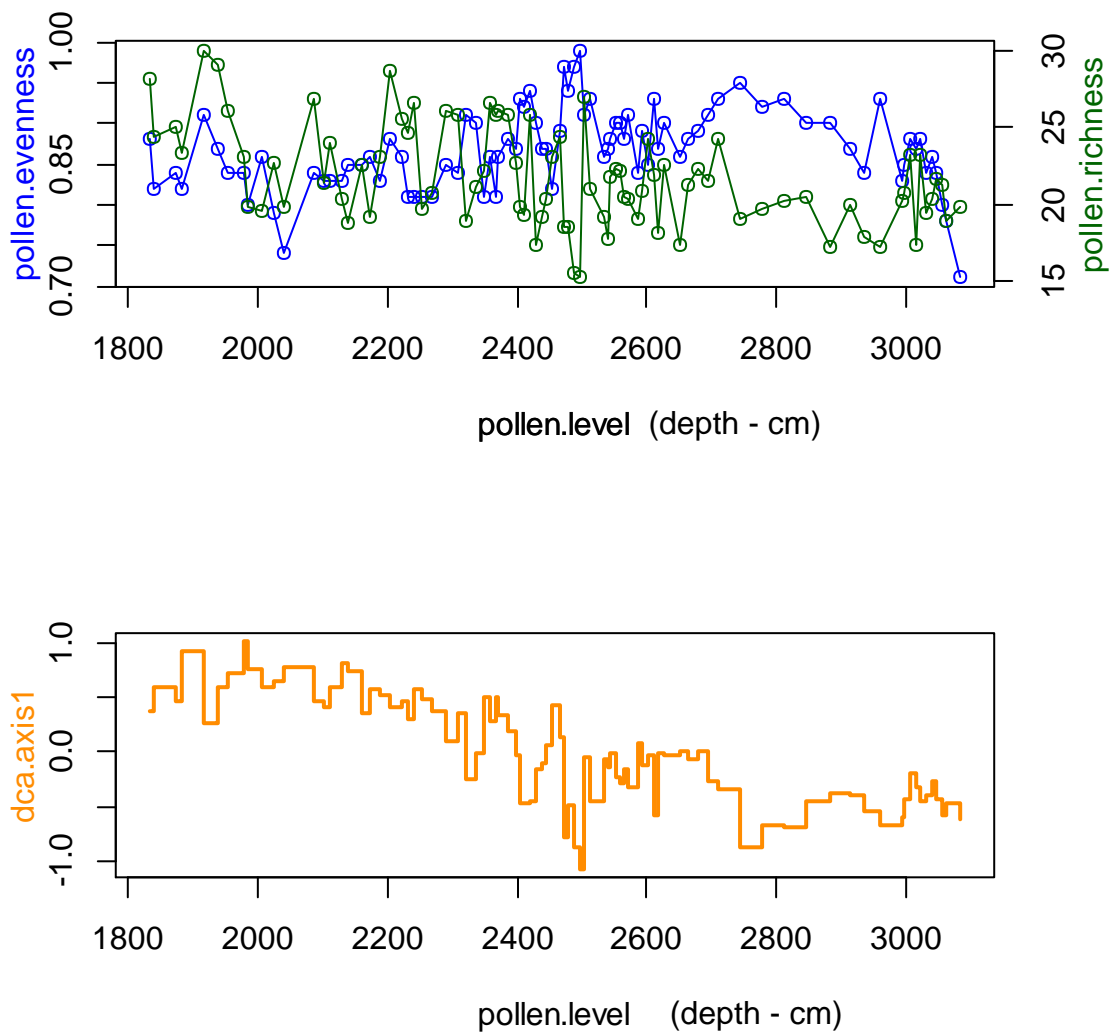


Fig.n°19: grafici raffiguranti gli andamenti della *evenness* e della ricchezza palinologica (in alto) e dei valori dell'asse 1 della DCA (in basso) relativi alla sequenza inclusa nel modello età-profondità.

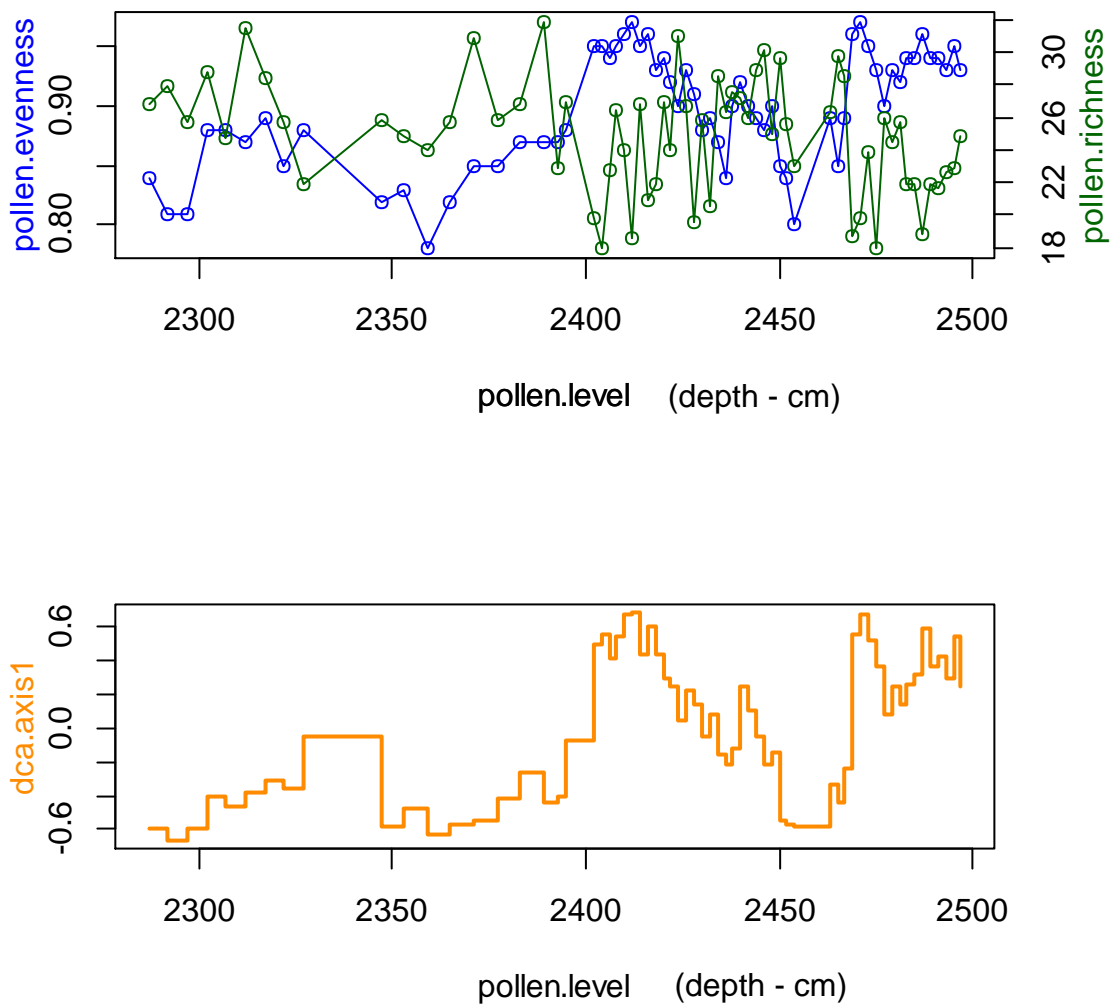


Fig.n°20: grafici raffiguranti gli andamenti della *evenness* e della ricchezza palinologica (in alto) e dei valori dell'asse 1 della DCA (in basso) relativi alla sequenza ad alto dettaglio.

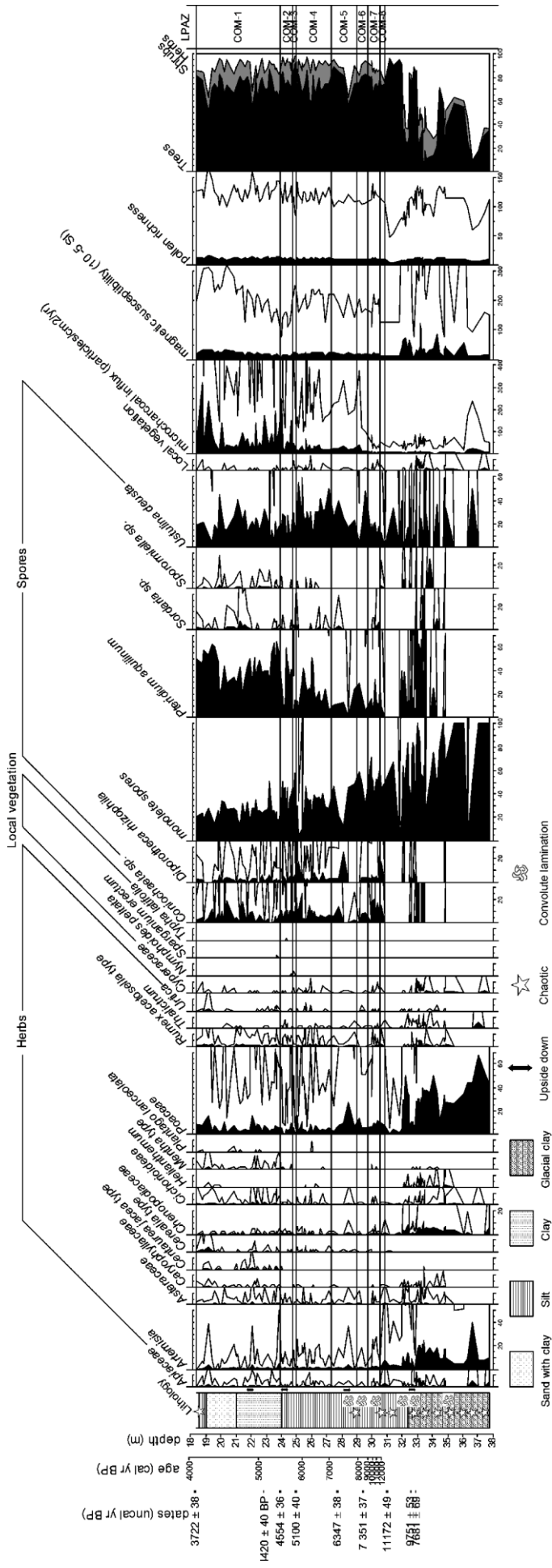
10.7 I tipi di associazioni vegetali emersi

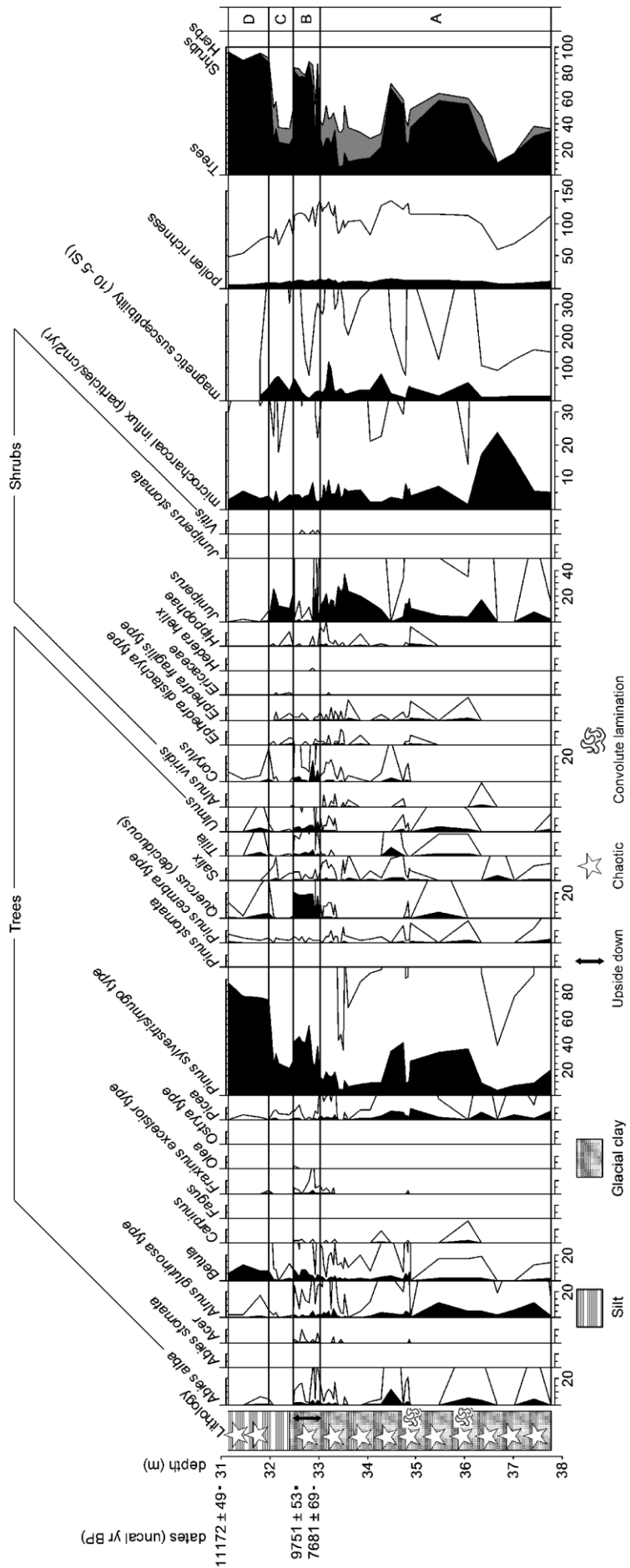
Si riportano di seguito i diagrammi pollinici rappresentanti l'intera sequenza pollinica plottata sulla profondità (18.33 - 37.79 m) e la porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità (vedi cap.8) plottata sull'età (18.33 - 30.84 m). Ad essi segue la loro descrizione. Di seguito è riportato il diagramma rappresentante la porzione di sequenza campionata ad alta risoluzione

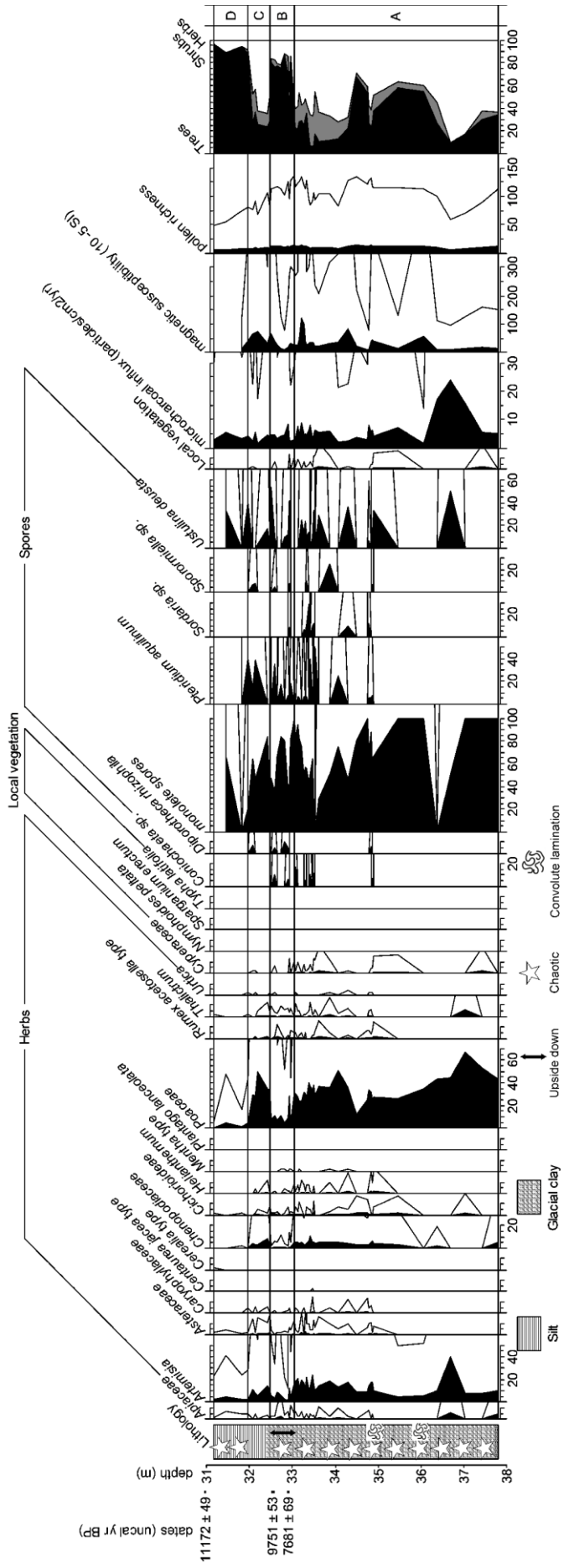
plottata sull'età (22.84 - 24.96 m), con la relativa descrizione. Per migliorare la lettura dei diagrammi per ciascuna delle tre sequenze presa in considerazione il diagramma è suddiviso in due parti e vi sono mostrate solo le specie ritenute più rappresentative delle trasformazioni del paesaggio vegetale. Nei diagrammi sono indicate anche le porzioni di sedimento risultate capovolte e/o caotiche dal punto di vista paleomagnetico (vedi cap.3).

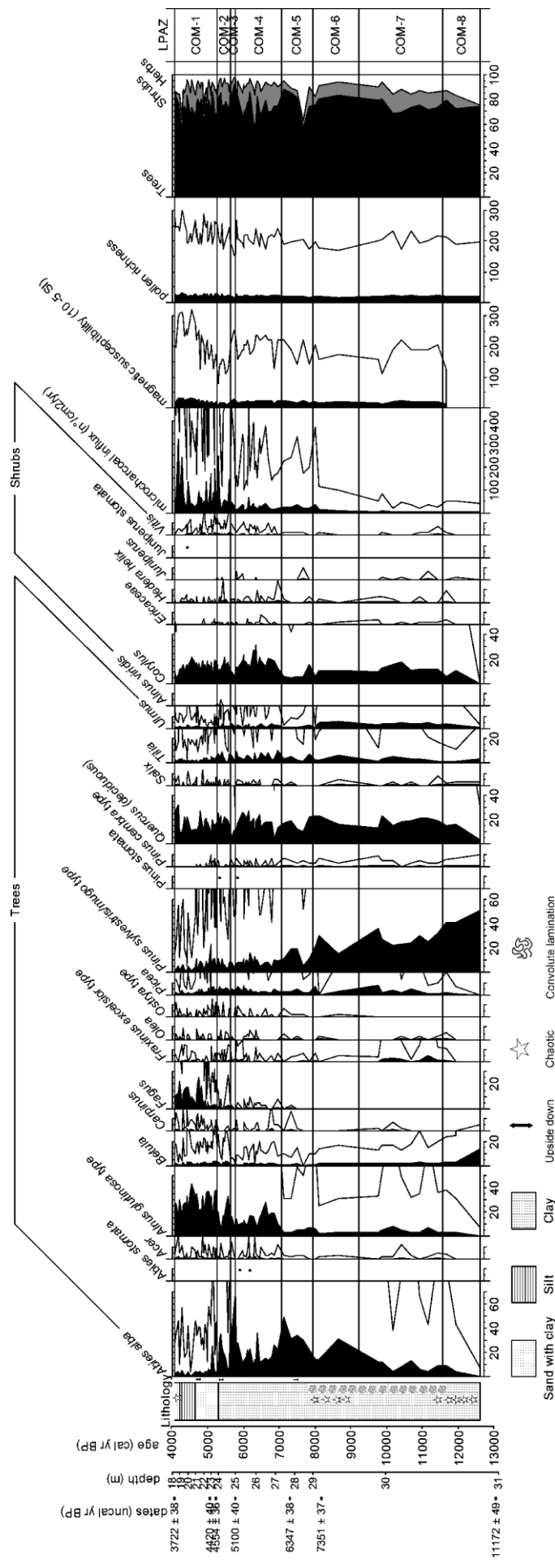
Per facilitare l'interpretazione dell'evoluzione vegetazionale è stata effettuata una zonazione (zone da COM-1 a COM-8) statisticamente significativa (metodo di zonazione "*Optimal partitioning*"), utilizzando i *software* Tran, Zone e Bstick, che permettono di ottenere tale risultato basandosi sul calcolo della varianza rappresentata dal n° dei campioni e della SSQ (*sum of squares*) che rappresenta la varianza totale. Tale procedimento è molto importante per avere il supporto della significatività statistica nell'interpretazione della successione delle diverse associazioni vegetali. La zonazione è stata effettuata sulla parte di sequenza inclusa nel modello età profondità, cioè dal piano di campagna a 30.84 m, livello che corrisponde al campione di polline più profondo appena più recente della datazione radiocarbonica più antica del modello. La parte di sequenza più profonda, viste le problematiche di interpretazione sulla sua validità cronologica, date dalle datazioni radiocarboniche e dalle caratteristiche stratigrafiche, geofisiche, geochimiche e paleomagnetiche, è stata suddivisa arbitrariamente (da A a D) in base alle caratteristiche vegetazionali, come si vede nel diagramma con la sola parte di sequenza al di fuori del modello età-profondità. La zonazione è basata solamente sulle percentuali del polline di alberi, arbusti ed erbe, escludendo quindi la vegetazione locale e le spore.

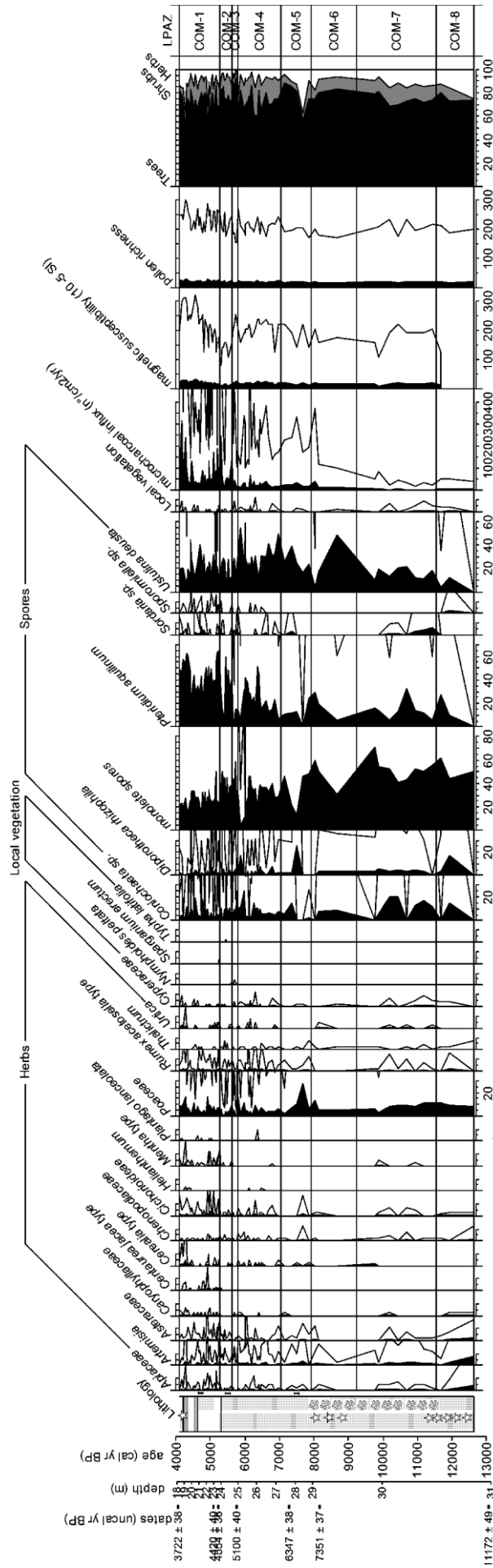
Le descrizioni delle fitocenosi individuate di seguito descritte sono commentate nel quadro generale della ricostruzione paleoambientale e dell'impatto antropico nei capitoli 14 e 15.











dates (uncal yr BP)
 3122 ± 38
 4834 ± 48
 5100 ± 40
 6347 ± 38
 7351 ± 37

age (cal yr BP)
 4000
 5000
 6000
 7000
 8000
 9000
 10000
 11000
 12000
 13000

A: vegetazione tardiglaciale (37.79 - 32.94 m)

La vegetazione più antica rilevata a Como-Piazza Verdi era costituita prevalentemente da *Juniperus* (ginepro) e *Poaceae* (graminacee) che, insieme ad *Artemisia* (artemisia), costituirono delle praterie con arbusti in cui sono presenti anche *Pinus con Alnus viridis* (ontano verde), un arbusto. Per quanto riguarda l'entità tassonomica *Pinus sylvestris/mugo* type (pino silvestre/pino mugo), non è stata fatta una distinzione tra pino silvestre e pino mugo a partire dai caratteri palinologici, ma si può ipotizzare che nel contesto della vegetazione ora descritta, tipica di ambienti freddi, si tratti in buona parte di pino mugo, adattato a vivere con queste condizioni climatiche. Si può osservare che è presente anche *Pinus cembra* (pino cembro) che ha in questa parte di sequenza la sua massima presenza, anche se esigua e inferiore al 3% (vedi discussione in § 16.1.2). Trovandosi in questa zona la massima quantità di *Cyperaceae* all'interno della sequenza si ipotizza che si tratti di specie del genere *Carex*, adattate a vivere in ambienti ripariali di clima rigido. Si nota che a metà di questa fase vi fu un aumento di pino silvestre/pino mugo e la diminuzione soprattutto delle specie erbacee.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione di sedimenti fini generalmente poco disturbata tra 37.79 e 36.36 m; deposizione altamente disturbata di sedimenti alloctoni tra 36.06 e 32.94 m. Segnale degli elementi geochimici regolare.

Caratteristiche paleomagnetice (vedi cap.3): sezioni di sedimento capovolte.

B: vegetazione a pino e latifoglie mesofile (33.04 - 32.50)

La fitocenosi che si riscontra nel livello superiore è nettamente differente e costituita prevalente da pino con presenza di latifoglie mesofile quali *Quercus* (quercia caducifoglia), che raggiunge il 20% circa, *Ulmus* (olmo), *Tilia* (tiglio) e *Corylus* (nocciolo). *Abies alba* (abete bianco) è presente con valori attorno al 5%. Le datazioni radiocarboniche indicano che questa vegetazione è risalente all'Olocene (vedi cap.8).

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione altamente disturbata di sedimenti alloctoni; segnale degli elementi geochimici irregolare.

Caratteristiche paleomagnetice (vedi cap.3): sedimento caotico e sezione capovolta.

C: vegetazione tardiglaciale (32.47 - 32.08 m)

In questo livello si riscontra nuovamente una vegetazione analoga a quella più profonda, costituita dalla prateria con cespugli. Si nota che alcuni *taxa* come *Chenopodiaceae*, *Hippophae* (olivello), *Ephedra distachya* ed *E. fragilis* (efedra), *Helianthemum* (eliantemo), *Thalictrum* (talitro) e *Euphrasia* type (eufrasia, cresta di gallo, bartsia) sono presenti all'interno della

sequenza soprattutto fino a questo livello, nelle fasi con maggioranza di specie erbacee; stessa distribuzione mostrano anche le *Cyperaceae*.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione altamente disturbata di sedimenti alloctoni; segnale degli elementi geochimici irregolare.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): sedimento caotico e sezione capovolta tra 32.47 e 32.40 m.

D: vegetazione di clima continentale (31.97 - 31.16 m)

A partire da 31.97 m si riscontra una fitocenosi con *Pinus* dominante accompagnato da *Betula* (betulla), la quale è presente in quantità ragguardevole solo in questo *range* di profondità rispetto all'intero diagramma.

In particolare, emerge che tra 31.76 e 30.62 m circa il genere dominante è *Pinus* (pino) e che non vi sono arbusti; inoltre, *Betula* (betulla) è presente in quantità ragguardevole solo fino a circa 30 m rispetto all'intero diagramma.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione altamente disturbata di sedimenti alloctoni; segnale degli elementi geochimici irregolare.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): sedimento capovolto da 31.80 a 31.16 m.

COM-8: 12 616 - 11 552 cal yr BP (30.84 - 30.50 m)

La più antica vegetazione inclusa nel modello età-profondità e considerata significativa in base alle analisi di "Optimal partitioning" era risalente allo Younger Dryas e costituita in prevalenza da pino accompagnato dalla betulla, che formavano una foresta di tipo continentale.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione altamente disturbata di sedimenti alloctoni; segnale degli elementi geochimici irregolare.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): sedimento capovolto.

COM-7: 11 552 - 9 218 cal yr BP (30.50 - 29.76 m)

In questo periodo, corrispondente all'inizio dell'Olocene e quindi del miglioramento climatico al termine del Tardiglaciale, si affermarono boschi composti da pino (intorno al 30%), quercia e nocciolo (circa 20%), con presenza anche di abete bianco e ontano (circa 10%). Verso la fine di questo periodo si nota l'aumento dell'abete bianco che raggiunge il 30% circa a scapito delle altre piante arboree principali. Da notare è la comparsa da questo periodo di alcuni granuli pollinici di *Olea* e del genere *Pistacia*, tipici degli ambienti mediterranei.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione di sedimenti fini generalmente indisturbata di ambiente palustre-lacustre; segnale degli elementi geochimici regolare.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): magnetismo regolare.

COM-6: 9 218 - 7 939 cal yr BP (29.76 - 28.97 m)

Questa zona vegetazionale è costituita dal più antico picco positivo di presenza dell'abete bianco (40%), accompagnata dalla diminuzione del pino e da una bassa presenza della quercia (20%). Al termine di questo livello l'abete bianco invece diminuisce e tornano ad aumentare quercia e pino.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione di sedimenti fini generalmente indisturbata di ambiente palustre-lacustre; segnale degli elementi geochimici regolare.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): sedimento caotico tra 29.34 e 28.97 m, capovolto tra 28.80 e 28.97 m.

COM-5: 7 939 - 7 053 cal yr BP (28.97 - 27.70 m)

La fase, compresa nell'ultimo millennio del Mesolitico, è caratterizzata dall'aumento delle piante erbacee, soprattutto *Poaceae*, ma anche *Artemisia*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae* e *Cichoroideae*; in corrispondenza si nota un forte flesso soprattutto di quercia e pino. Al termine di questo periodo l'abete bianco raggiunse un elevato picco di presenza (circa 50%). E' importante notare che da questo periodo l'influsso dei microcarboni presentò un notevole aumento. A partire da questo livello cominciano ad essere presenti le spore del fungo coprofilo *Sordaria* sp.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione di sedimenti fini generalmente indisturbata di ambiente palustre-lacustre; segnale degli elementi geochimici regolare.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): sezione capovolta tra 28.97 e 28.80 m, caotica tra 28.80 e 28.20 m

COM-4: 7 053 - 5 788 cal yr BP (27.70 - 25.00 m)

Durante il Neolitico, in corrispondenza dell'avvento del periodo Atlantico, vi fu un marcato aumento di nocciolo e ontano, mentre il pino ha un flesso che lo porta gradualmente a divenire sempre meno importante nelle fitocenosi. In questo periodo l'abete bianco diminuì, a parte un isolato picco circa 7 000 cal yr BP. Si nota che il *taxon* ruderale *Rumex acetosella* type (acetosa

minore) a partire da questo periodo fino alla fine della sequenza palinologica sarà ininterrottamente presente. A circa 26 m si trova un temporaneo aumento di abete bianco e nocciolo con diminuzione di ontano; gli arbusti raggiungono a questa profondità il picco di massima presenza. Da questo livello cominciano ad essere presenti le spore del fungo coprofilo *Sporormiella* type.

La diversità in questo periodo aumenta rispetto al precedente.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione di sedimenti fini generalmente indisturbata di ambiente palustre-lacustre; segnale degli elementi geochimici regolare.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): magnetismo regolare.

COM-3: 5 788 - 5 637 cal yr BP (25.00 - 24.69 m)

Questa zona, che copre una parte di sequenza breve, è significativa perché caratterizzata dal picco massimo raggiunto dall'abete bianco, di ben 70%. Conseguentemente si ridusse la quantità di tutte le altre specie vegetali e anche delle spore di felce.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione di sedimenti fini generalmente indisturbata di ambiente palustre-lacustre; segnale degli elementi geochimici regolare.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): sedimento caotico tra 24.00 e 24.60 m.

COM-2: 5 637 - 5 280 cal yr BP (24.69 - 23.92 m)

In questo periodo si rileva un picco di ontano seguito da una sua diminuzione con picco di abete bianco; in corrispondenza del picco di ontano l'influsso dei microcarboni è alto e la presenza di nocciolo e quercia maggiore rispetto alla fase precedente. Ha inizio in questa fase l'Età del Rame.

COM-1: 5 280 - 4 093 cal yr BP (23.92 - 18.33 m)

La fase più recente è caratterizzata dalla scomparsa dell'abete bianco (3%) e dalla prevalenza dell'ontano, accompagnato da quercia e nocciolo; in questo periodo, a circa 22 m, si registra il picco massimo di faggio che si afferma definitivamente.

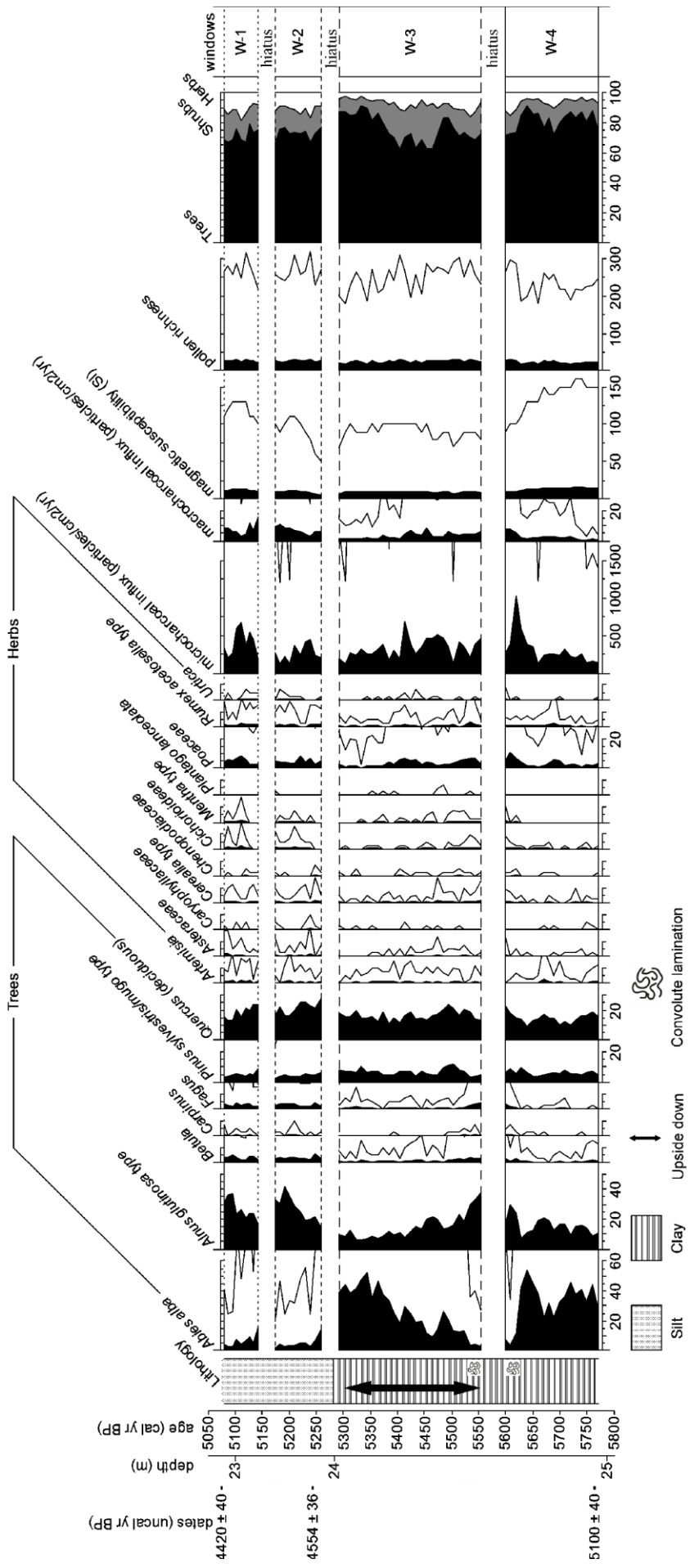
Agli estremi di questa fase si notano due picchi dell'influsso dei microcarboni, corrispondenti il più antico al crollo dell'abete bianco e il più recente a un periodo in cui vi è un picco di indicatori potenzialmente antropici (alta suscettività magnetica, aumento di cereali, acetosa minore e *Vitis* (vite). La maggior parte delle specie erbacee aumenta in presenza rispetto ai livelli

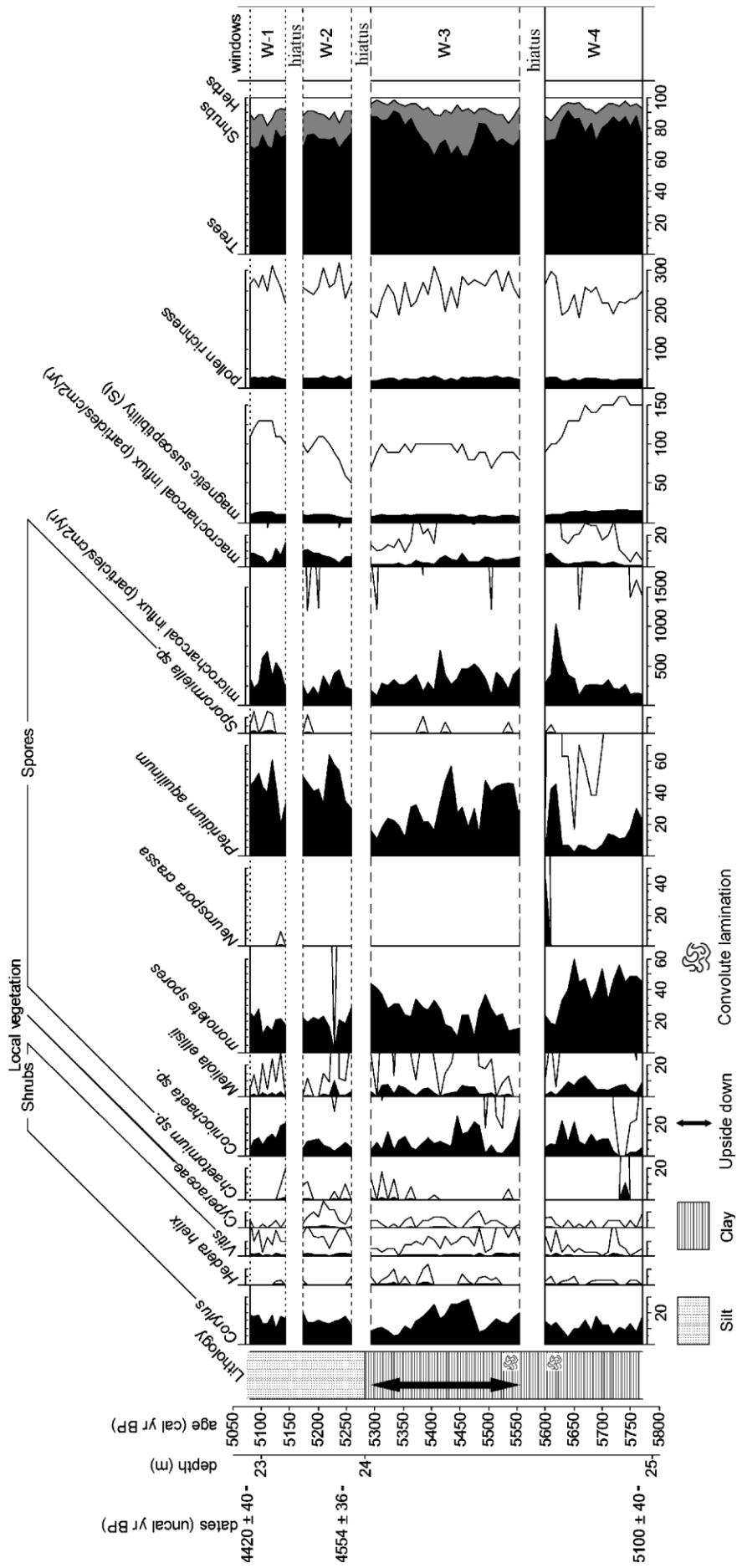
precedenti, così come le spore di funghi coprofili che possono indicare la presenza di animali allevati, quali *Cercophora*, *Sporormiella* type e *Arniium*, normalmente indicatori di allevamento di erbivori. E' presente in questo livello anche *Plantago* (piantaggine), indicatore di pressione antropica.

Gli ultimi 200 anni di questo livello risalgono all'Età del Bronzo.

Caratteristiche geofisiche e geochimiche (vedi cap. 9 e 3): deposizione di sedimenti fini generalmente indisturbata di ambiente palustre-lacustre; segnale degli elementi geochimici regolare tranne due picchi isolati a 20.50 e 20.25 m di P e S.

Caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3): sedimento tra 21.60 e 22.20 m caotico, tra 19.50 e 18.33 m capovolto.





W-4: 5 765 - 5 604 cal yr BP (24.96 - 24.62 m)

La porzione di sequenza indagata ad alta definizione più antica è caratterizzata dalla prevalenza dell'abete bianco su tutti gli altri *taxa*, tranne nella parte più recente in cui questa specie ha un calo drastico di presenza e viene soppiantata dall'aumento di erbe, ontano e nocciolo. In corrispondenza del crollo dell'abete bianco si nota un picco notevole dell'influsso dei microcarboni e immediatamente dopo dell'influsso dei microcarboni.

Questa finestra risulta cronologicamente inclusa nella zona COM-3.

W-3: 5 562 - 5 316 cal yr BP (24.53 - 24.01 m)

La fase successiva è caratterizzata invece dall'aumento costante dell'abete bianco con contemporaneo andamento contrario dell'ontano. La quercia e le piante erbacee mantengono presenze invariate mentre si nota un incremento del nocciolo nella parte centrale della finestra, in un periodo in cui aumentano anche gli influssi di micro e macrocarboni.

Questa finestra risulta cronologicamente inclusa nella zona COM-2, ed è capovolta dal punto di vista paleomagnetico.

W-2: 5 282 - 5 185 cal yr BP (23.94 - 23.44 m)

Questa finestra include il periodo in cui l'abete bianco ha il crollo finale nella sequenza e in cui l'ontano e la quercia lo soppiantano. In questo periodo comincia ad affermarsi il faggio, che si attesta a circa 5%. L'influsso dei microcarboni è piuttosto alto e quello dei macrocarboni in forte aumento.

La finestra risulta cronologicamente inclusa nella zona COM-1.

W-1: 5 148 - 5 075 cal yr BP (23.24 - 22.84 m)

La finestra più recente analizzata ad alta definizione è molto simile alla precedente dal punto di vista vegetazionale, ma si nota un aumento dell'influsso dei microcarboni e un decremento dell'influsso dei macrocarboni.

Questa finestra risulta cronologicamente inclusa nella zona COM-1.

11. I MACROFOSSILI E I MICROFOSSILI

Le analisi relative alla distribuzione quali-quantitativa dei resti organici all'interno della sequenza sono parte del progetto di ricerca per la tesi di Laurea Triennale in Scienze Ambientali di Eleonora Mazzola (2012; inedito), della quale anche la scrivente è stata correlatore. In aggiunta, sono state effettuate durante lo svolgimento del presente dottorato alcune analisi di riconoscimento della specie di appartenenza di legni.

I resti organici trovati sono definiti in questa tesi macrofossili quando $> 0,5$ mm e microfossili quando di dimensioni comprese tra 0,125 e 0,5 mm. Questa suddivisione, finalizzata al confronto dei nuovi dati di S2 con quelli di S1, segue i due diversi criteri di setacciatura utilizzati nei due sondaggi.

11.1 I campionamenti

Per effettuare analisi riguardanti il contenuto di resti organici all'interno della sequenza si è proceduto a campionare della terra che è poi stata opportunamente trattata in laboratorio per le osservazioni microscopiche.

Le profondità interessate dal campionamento sono comprese tra 18.00 e 34.15 m dal piano di campagna. E' stata trascurata la parte alta della sequenza inclusa nelle unità di riporto e fluviale, in quanto i dati relativi ai resti organici sarebbero stati poco significativi a causa del rimaneggiamento nei riporti e della scarsa conservazione nei sedimenti grossolani. Raggiungere la profondità di 34,15 m è stato sufficiente per individuare il livello più antico da cui compaiono i resti organici più piccoli (legni ed epiteli), che si trova a 33.89 m.

Per il *range* di profondità 34.15 - 31.27 m i campioni prelevati sono lunghi 10 cm, larghi 1 cm e spessi 2 cm; la distanza gli estremi di due campioni contigui è di 2 cm. Per l'intervallo di profondità tra 31.12 e 18.00 m i campioni sono stati ridotti nelle loro dimensioni per aumentare la risoluzione nella porzione palustre-lacustre, ambiente di sedimentazione adatto alla deposizione di materia organica. In questo caso quindi i campioni prelevati sono lunghi 5 cm, larghi 1 cm e spessi 2 cm; la distanza gli estremi di due campioni contigui è di 1 cm.

Nelle tabelle che espongono i dati la profondità riportata coincide con il punto medio dei campioni.

I campioni, prelevati dal sedimento utilizzando una spatola da archeologo, sono stati riposti in sacchetti di PVC e conservati in frigorifero in attesa del trattamento in laboratorio.

11.2 Il trattamento in laboratorio

I campioni di terreno sono stati lavati con un getto d'acqua su setaccio di maglie di 0,125 mm.

Il residuo è stato poi trasferito con acqua demineralizzata in capsule Petri, che sono poi state sigillate e conservate in frigorifero. I residui dei campioni più profondi, tra 34.15 e 31.27 m, dopo l'osservazione (vedi § 11.3) sono stati trasferiti in contenitori di alluminio, chiusi con fogli di alluminio bucherellati e essiccati in stufa a 90° per qualche ora; questo procedimento è stato adottato per evitare la formazione di ife fungine sui resti organici in vista di eventuali datazioni radiocarboniche.

I macroresti campionati a vista sono stati lavati con acqua demineralizzata per eliminare il sedimento evitando contaminazioni, su un setaccio con maglie di 0,125 mm in modo da evitare la perdita di materiale che si sarebbe potuto staccare dal macroresto.

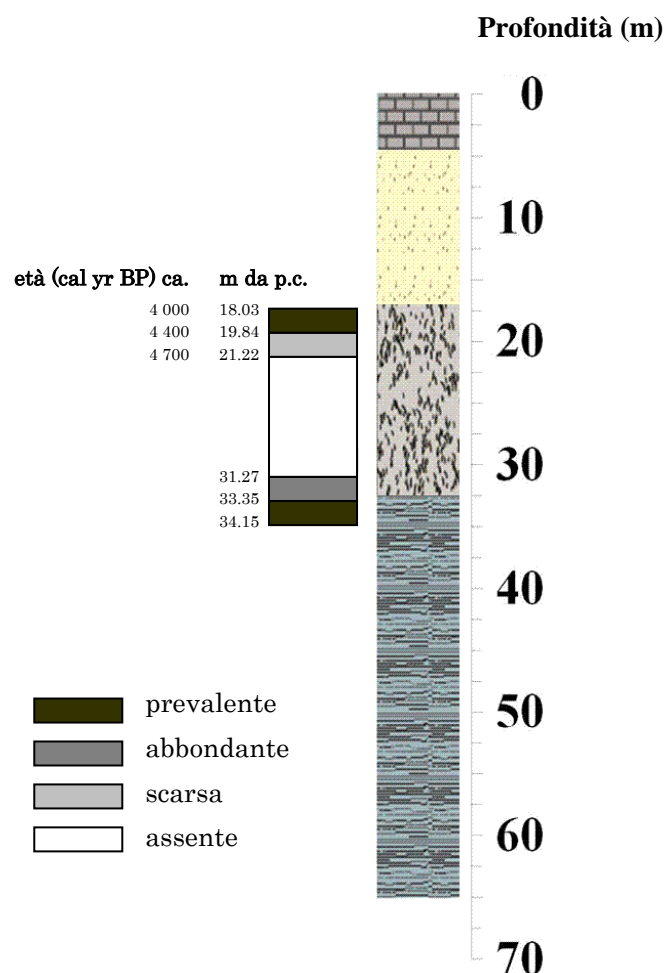
Ai legni ancora umidi destinati alle datazioni radiocarboniche sono stati tagliati dei piccoli frammenti per l'analisi silotomica. La parte principale del macroresto, utilizzata per le datazioni, è stata essiccata in stufa a 90° per qualche ora, avvolta in carta di alluminio, posta in sacchetti di PVC e inviata al laboratorio.

I carboni, invece, sono stati direttamente essiccati in stufa a 90° per qualche ora e analizzati al microscopio.

11.3 L'osservazione al microscopio stereoscopico

Il materiale residuo è stato osservato direttamente dalle capsule Petri al microscopio stereoscopico Leica MZ 12 5 con lente dell'oculare a ingrandimento 10X e ingrandimenti dell'obbiettivo regolabili tramite manopola compresi tra 0,8 e 10,0 X.

E' stata descritta anzitutto la proporzione tra residuo organico e inorganico. La distribuzione quantitativa nella sequenza del residuo inorganico è schematizzata di seguito:



Per quanto riguarda il residuo organico, si rimanda ai paragrafi successivi in cui vengono esposti in modo particolareggiato quali macrofossili e i microfossili, vegetali e animali, sono stati riconosciuti (§ 11.5) e qual è la loro distribuzione nella sequenza (§ 11.6).

11.4 I presupposti teorici per la determinazione tassonomica dei macroresti vegetali

Alcuni macroresti botanici sono stati analizzati per il riconoscimento del *taxon* di appartenenza: si tratta di quelli utilizzati per l'ottenimento di datazioni radiocarboniche (legni e carboni; vedi cap.8) e di quelli paleocarpologici rinvenuti nei lavati (vedi § 11.5.2).

Le analisi di legni e carboni si sono basate sull'osservazione delle caratteristiche delle strutture microscopiche del legno, che si conservano anche dopo la carbonizzazione: infatti, questo processo implica solamente un cambiamento nelle dimensioni delle strutture che diminuiscono rispetto al legno (Castelletti, 1990 b). I resti carbonizzati si conservano facilmente nei sedimenti, sia in umidità sia fuori dall'acqua, in quanto sono chimicamente inerti; i legni, i semi e i frutti freschi, invece, si ritrovano solo in particolari contesti che impediscono i processi di

decomposizione biologica o di degradazione chimica, cioè in sedimenti sempre impregnati d'acqua e anossici, oppure in ambienti estremamente secchi o ghiacciati.

A volte i macroresti vegetali si fossilizzano poiché avviene un processo di mineralizzazione durante il quale le cavità presenti vengono riempite da materiale inorganico e la sostanza organica viene progressivamente sostituita da sali (principalmente carbonato di calcio e silicati) contenuti nelle soluzioni circolanti nei sedimenti.

11.4.1 Il riconoscimento di legni e carboni

I macroresti vegetali che si conservano e che possono essere analizzati sono quasi sempre fusti e rami di alberi e arbusti e non piante di piante erbacee (angiosperme monocotiledoni). I fusti e i rami sono formati da elementi di sostegno ed elementi conduttori. I tessuti meccanici di sostegno, le fibre, sono gli sclerociti e gli ispessimenti delle pareti cellulari del parenchima (tessuto contenente sostanze di riserva) o delle trachee; i tessuti conduttori sono fibrotracheidi, trachee, tracheidi e tubi cribrosi.

In un fusto eteroxilo (Gerola, 1997), i tessuti conduttori sono organizzati in fasci vascolari, caratterizzati da due zone: lo xilema (detto anche legno) e il floema (o libro). Nello xilema si trovano trachee e tracheidi, deputate al trasporto dell'acqua e degli ioni in essa disciolti, che le radici assorbono dal terreno. Nel floema vi sono i tubi cribrosi, che trasportano invece le sostanze organiche prodotte dalla pianta con il processo della fotosintesi.

Il fusto, dopo un certo periodo di tempo in cui è cresciuto in diametro, è protetto esternamente da tessuti secondari, come la corteccia e il sughero.

Le caratteristiche morfologiche delle cellule che costituiscono il legno sono osservabili nelle sezioni in cui può essere tagliato un legno (fig.n°1): trasversale e longitudinale, sia in direzione tangenziale (sezione tangenziale) che perpendicolare (sezione radiale) all'anello di accrescimento.

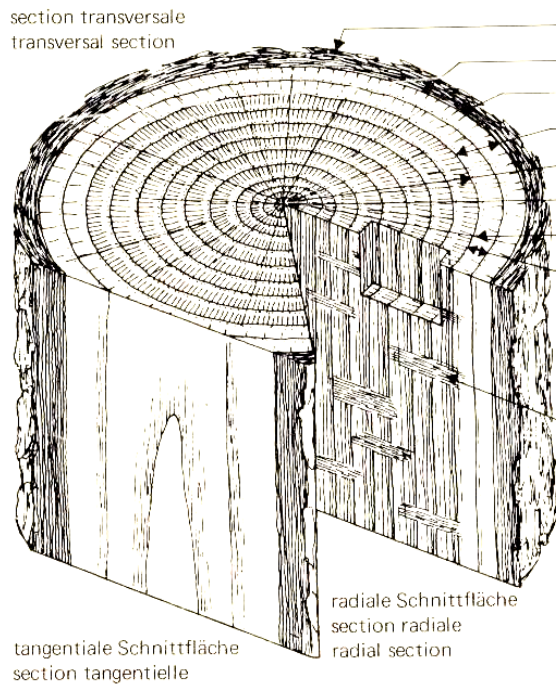


Fig.n°1: rappresentazione schematica di un fusto legnoso illustrante la disposizione delle tre sezioni prese in esame a livello microscopico per la determinazione tassonomica (da Schweingruber, 1982; modificato).

Il fusto delle gimnosperme dicotiledoni (fig.n°2) è formato da legno omoxilo, caratterizzato dal fatto che le funzioni di sostegno e conduzione sono svolte da un unico tipo di elementi, le fibrotracheidi. Nella zona primaticcia il loro diametro è grande e le pareti sono sottili, mentre nella zona tardiva hanno pareti molto spesse e diametro inferiore. Le pareti delle fibrotracheidi presentano caratteristiche punteggiature cupoliformi, dette areolate, che mettono in comunicazione vasi contigui tra loro lungo le pareti laterali.

Gli elementi trasversali, che decorrono radialmente, sono chiamati raggi midollari, e sono perlopiù costituiti, in sezione tangenziale, da una sola serie di cellule (raggi uniseriati).

Peculiari delle gimnosperme sono i canali resiniferi, non presenti in tutte le specie, che si trovano nella porzione centrale dei raggi. In seguito ad eventi traumatici, come un fulmine, la pianta può reagire producendo canali resiniferi ravvicinati; questo può avvenire anche in gimnosperme che normalmente non producono canali, come nell'abete bianco.

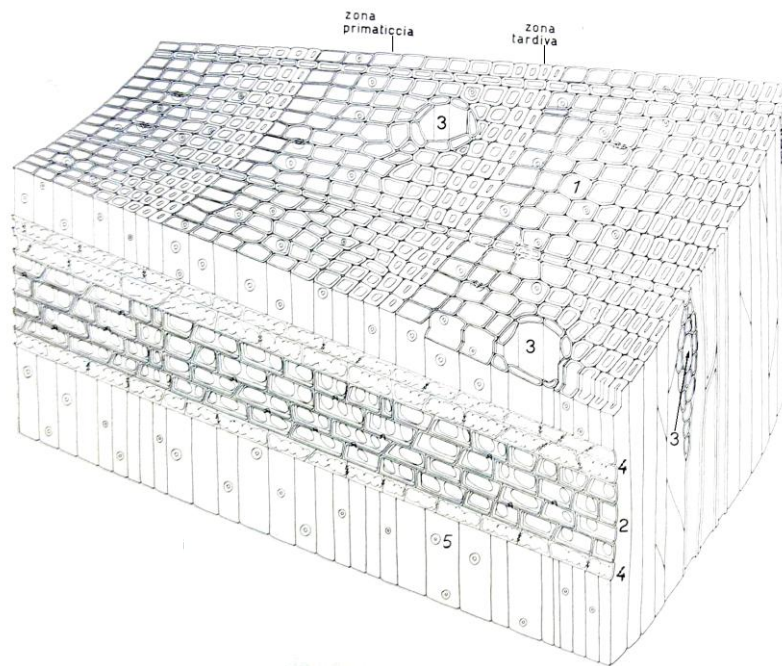


Fig.n°2: rappresentazione schematica di un legno omoxilo di pino silvestre (da Giordano, 1981; modificato). 1: fibrotracheide; 2: raggio midollare; 3: canali resiniferi; 4: fibrotracheidi dei raggi; 5: punteggiature areolate.

Il fusto delle angiosperme (fig.n°3), invece, è costituito da legno eteroxilo, in cui sostegno e conduzione vengono compiute da tessuti di tipi diversi. Il tessuto di sostegno è costituito dalle fibre, mentre quello conduttore è formato dai vasi. Le pareti di fondo (placche) delle trachee presentano delle perforazioni che mettono in comunicazione tra loro vasi adiacenti in senso assiale, per permettere il passaggio della soluzione acquosa proveniente dalle radici. Le perforazioni sono dette semplici quando la placca è costituita da un'unica apertura, scalariformi quando la placca è formata da una serie di barre che delimitano aperture multiple allungate e parallele tra loro. Gli ispessimenti spiraliformi delle pareti sono presenti in alcuni nei generi di angiosperme, come, ad esempio, olmo e pruno.

Quando le trachee sono di dimensioni marcatamente diverse nella zona primaticcia e in quella tardiva il legno è detto poroso-zonato (ad esempio nelle querce caducifoglie); quando i vasi nelle due zone sono di dimensione gradualmente decrescente o uguale il legno è detto, rispettivamente, semi-diffuso (ad esempio nelle querce tardivamente caduche o semipersistenti) o poroso-diffuso (come nel faggio).

Le cellule parenchimatiche che decorrono dal midollo verso la periferia costituiscono i raggi midollari, presenti con diversa frequenza a seconda della specie; il numero di file di cellule che compongono il raggio in senso radiale è vario, così come il numero di assise, che ne determinano l'altezza in senso assiale. Nelle sezioni radiale e trasversale le cellule dei raggi sono di forma allungata subrettangolare, in sezione tangenziale sono circolari. I raggi, in sezione tangenziale, possono essere composti da una o più serie di cellule (uniseriati o multiseriati) a seconda del *taxon* di appartenenza. In alcune specie, come le querce e il faggio, i raggi sono molto grandi, sia in larghezza (raggi multiseriati) che in altezza, che può raggiungere i 10 mm.

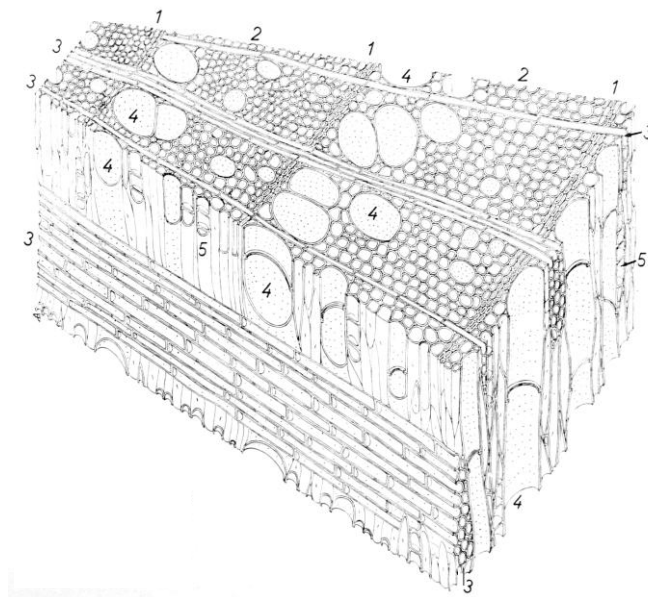


Fig.n°3: rappresentazione schematica di un legno eteroxilo di frassino (da Giordano, 1981; modificato). 1: zona tardiva; 2: zona primaticcia; 3: raggi midollari; 4: vasi; 5: parenchima assiale.

La caratteristica chiave per distinguere una gimnosperma da un'angiosperma, in sezione trasversale, è la presenza peculiare in queste ultime di vasi per la conduzione di liquidi (trachee e tracheidi) di struttura diversa rispetto agli elementi di sostegno (fibre); nelle gimnosperme vi è un unico tipo di struttura, le fibrotracheidi. All'interno delle gimnosperme una prima distinzione viene effettuata osservando la presenza o meno di canali resiniferi, in sezione trasversale e talvolta in sezione radiale tra le cellule dei raggi; Per la determinazione del *taxon* di appartenenza è fondamentale l'analisi delle punteggiature, di forme diverse, presenti nei campi di incrocio tra le fibrotracheidi e le cellule dei raggi, in sezione radiale.

Per eseguire determinazioni tassonomiche all'interno delle angiosperme è necessario innanzitutto esaminare i frammenti in sezione trasversale, per confrontare i diametri dei pori del legno primaticcio con quelli del tardivo, e per osservare la disposizione dei vasi nel parenchima assiale. In sezione longitudinale tangenziale si contano le cellule lungo la larghezza dei raggi midollari, dei quali si esamina anche la disposizione e la frequenza; inoltre bisogna osservare l'eventuale presenza di ispessimenti spiraliformi nei vasi. In sezione longitudinale radiale si guarda se le placche alla base dei vasi presentano perforazioni semplici o scalariformi, e in questo caso si contano le barre che le compongono; inoltre si rileva la presenza o meno di ispessimenti spiraliformi.

Le determinazioni tassonomiche sono state effettuate basandosi sulle collezioni di confronto di legni e carboni del Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como e sugli atlanti di Schweingruber (1978, 1982, 1990) e Giordano (1981).

11.4.2 Il riconoscimento di semi, frutti e parti di essi

La carpologia si occupa dello studio dei frutti, dei semi e di parti di essi (nóccioli, elementi di connessione con la pianta) identificando il *taxon* della pianta che li ha prodotti. Analogamente a quanto detto per legni e carboni, i resti antichi di semi e frutti si conservano facilmente quando sono stati soggetti a combustione, ma è comunque possibile anche il ritrovamento di materiale mineralizzato oppure "fresco", cioè che non ha subito decomposizione, in ambiente anossico umido, secco o ghiacciato. I resti paleocarpologici di S2 analizzati sono quelli ritrovati in seguito ai lavaggi di sedimento finalizzati alla definizione della distribuzione dei resti vegetali macroscopici all'interno della sequenza.

Per determinare l'entità tassonomica dei resti paleocarpologici è necessario osservare varie caratteristiche, tenendo conto che quelli combusti possono presentare delle alterazioni nelle dimensioni rispetto a quelli freschi in quanto si gonfiano, diminuendo così in lunghezza ed aumentando in larghezza; inoltre, perdono alcune caratteristiche come il colore e l'eventuale peluria.

Il primo carattere da analizzare è la forma (Montegut, 1971), in quanto il contorno longitudinale può essere curvo, poligonale o di forma particolare, ad esempio spiralato o reniforme. Il profilo trasversale può essere variabile da circolare ad appiattito, e può presentare due parti convesse oppure una convessa e l'altra piatta.

Un altro importante particolare da osservare è l'ornamentazione: i semi possono essere lisci o presentare protuberanze superficiali più o meno accentuate, di varie forme e disposte in modo regolare oppure disordinato.

Inoltre, bisogna eseguire la misurazione di altezza, larghezza e spessore, o del diametro, quando i semi sono sferici (Montegut, 1971); alcuni atlanti riportano *range* di queste dimensioni riguardanti anche i semi carbonizzati (Jacquat, 1988) e, nel caso dei frutti delle graminacee, sono indicate le misure della cariosside vestita (con le glume) e svestita (senza glume).

Infine, bisogna analizzare alcuni elementi esterni, quando si conservano, che hanno caratteristiche diverse a seconda del *taxon*: tra questi vi è, per esempio, l'ilo, cioè la cicatrice causata dalla rottura del funicolo che univa l'ovulo all'ovario, che può presentarsi come un rilievo o un solco di dimensioni e forme variabili. A volte si conservano anche le espansioni (ali) presenti in alcuni frutti che si disperdono a opera del vento.

Per le determinazioni tassonomiche ci si è avvalsi della collezione di confronto del Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como e degli atlanti di Montegut (1971), Schoch *et al.* (1988), Jacquat (1988) e Jacomet (2006).

11.5 I macrofossili e i microfossili riconosciuti

11.5.1 Legni e carboni

Dai legni campionati a vista opportunamente trattati (vedi § 11.2) e ancora umidi sono stati tagliati dei piccoli frammenti per l'analisi silotomica. Da questi legni (vedi foto in fig.n°4) sono state ricavate, tramite l'uso di una lametta, sezioni sottili contenenti i caratteri utili per la determinazione tassonomica, montate poi su vetrini con glicerina come medium. Le analisi sono state eseguite utilizzando il microscopio ottico a trasmissione Leica DM LB 2, con lente dell'oculare ad ingrandimento 10 X e obbiettivi ad ingrandimenti 5 X, 20 X, 40 X.

Il carbone è stato invece analizzato al microscopio episcopico a luce riflessa Nikon Optiphot, con lente dell'oculare ad ingrandimento 10 X e obbiettivi ad ingrandimenti 5 X, 20 X, 40 X e 100 X. Alcuni di questi macroresti sono stati utilizzati per le datazioni radiocarboniche (vedi cap.8).

Le analisi di determinazione tassonomica hanno dato i seguenti risultati:

NOME DEL CAMPIONE	N° SEZIONE	PROFONDITA' CAMPIONE (m)	TIPO DI CAMPIONE	DIMENSIONI DEL CAMPIONE (cm)	TAXON	NOTE
C.15	15	18,26	legno	15 x 2 x 3 mm	<i>Angiospermae</i> <i>Dicotyledones</i>	legni in parte ricoperti da vivianite
C.17	17	21,57	legno	5 x 1 x 1 mm	corteccia	legni ricoperti di vivianite
C.21	21	23,92	legno	20 x 20 x 3 mm	n.d.	
C.22 B	22	24,50	legno	3 x 1 x 1 mm	n.d.	
C.25	25	26,2	legno	2 x 2 x 1 mm	n.d.	
C.28	28	27,70	carbone	2 x 1 x 1 mm	<i>Angiospermae</i> <i>Dicotyledones</i>	
C.30	30	29,06	legno	6 x 3 x 1 mm	n.d.	
C.31	31	29,42	legno	35 x 30 x 10 mm	<i>Alnus</i> <i>glutinosa/incana</i>	
C.33 A	33	30,71	legno	3 x 4 x 1 mm	n.d.	
C.33 B	33	30,75	legno	3 x 2 x 1 mm	corteccia	
C.33 C	33	30,89	legno	30 x 2 x 1 mm	n.d.	
C.33 D	33	30,98	legno	7 x 1 x 1 mm	<i>Alnus</i> <i>glutinosa/incana</i>	

11.5.2 Semi e frutti

I semi e frutti (vedi foto in fig.n°4) rinvenuti nei lavati sono stati analizzati lasciandoli nelle capsule Petri e girati con pennelli e pinzette per poter osservare tutti i caratteri diagnostici. E' stato utilizzato il microscopio stereoscopico Leica MZ 12 5 con lente dell'oculare a ingrandimento 10X e ingrandimenti regolabili tramite manopola compresi tra 0,8 X e 10,0 X. La tabella di seguito illustra i risultati delle analisi: sono elencati tutti *taxa* rinvenuti ed è illustrata la loro distribuzione all'interno della sequenza (Mazzola, 2012; inedito; modificato):

sedimentation environment	Depth (m)	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Fagus sylvatica</i>	<i>Tilia cordata</i>	<i>Prunus sp.</i>	<i>Rubus sp.</i>	<i>Sambucus nigra/ebulus</i>	<i>Asteraceae</i>	<i>Poaceae</i>	<i>Rumex sp.</i>	<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Galium sp.</i>
	18,03												
	18,08												
	18,13												
	18,18												
	18,23												
	18,28												
	18,33												
	18,38												
	18,43												
	19,54												
	19,59												
	19,64												
	19,69												
	19,79												
	19,89												
	21,02												
	21,07												
	21,12												
	21,33												
	21,42												
	21,52												
	21,57												
21,72													
21,87													
21,97													
22,07													
22,12													



palustrine-lacustrine



glaciolacustrine



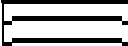
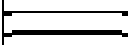
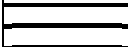


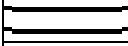

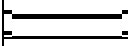



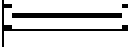
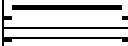


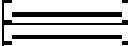


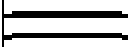


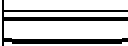

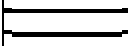








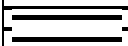



trees







shrubs

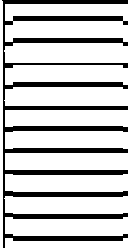






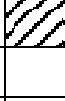

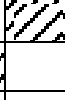






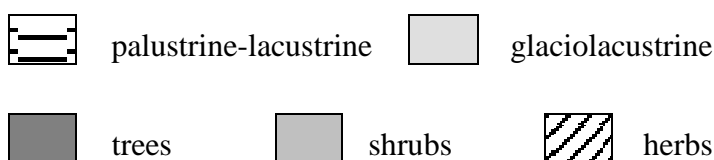
herbs

sedimentation environment	Depth (m)	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Fagus sylvatica</i>	<i>Tilia cordata</i>	<i>Prunus</i> sp.	<i>Rubus</i> sp.	<i>Sambucus nigra/ebulus</i>	<i>Asteraceae</i>	<i>Poaceae</i>	<i>Rumex</i> sp.	<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Galium</i> sp.
	22,17	■											
	22,22			■				■					
	22,27		■			■		■					
	23,3	■		■									
	23,35			■									
	23,49						■						
	23,69			■									
	23,84	■											
	24,11												
	24,16		■			■	■						
	24,51	■											
	25,09												
	25,34	■											
	25,39			■									
	26,06				■								
	26,53		■			■							
	27,16												
	27,36												
	29,49												
	29,54												
	29,59												
	29,89												
	30,92	■											
	30,97	■											
	31,02	■											
	31,07	■											
	31,12	■											

 palustrine-lacustrine  glaciolacustrine

 trees  shrubs  herbs

sedimentation environment	Depth (m)	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Fagus sylvatica</i>	<i>Tilia cordata</i>	<i>Prunus sp.</i>	<i>Rubus sp.</i>	<i>Sambucus nigra/ebulus</i>	<i>Asteraceae</i>	<i>Poaceae</i>	<i>Rumex sp.</i>	<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Galium sp.</i>
	31,37												
	31,47												
	31,57												
	31,85												
	32,05												
	32,75												
	32,85												



10.8.3 Altri resti vegetali: foglie, felci e alghe

I resti di alghe (alcune foto in fig.n°4) e felci individuati sono stati individuati al microscopio stereoscopico all'interno delle capsule Petri. I vegetali rintracciati sono:

- monocotiledoni: epiteli. Si tratta di frammenti di epiteli trasparenti tipici delle piante erbacee, sempre presenti nei campioni.
- briofite: gametofiti e sporofiti (Schoch *et al.*, 1988).
- *Characeae*: oogoni; queste alghe vivono in ambienti lacustri e in acque calme o debolmente correnti. In base ai dati in letteratura sono frequenti in sedimenti lacustri olocenici; l'assenza o forte diminuzione nei sedimenti viene ricondotta ad acque poco trasparenti o a un abbassamento dell'alcalinità (Van Geel *et al.*, 1986; Sarmaja-Korjonen, 2006).
- diatomee *Campylodiscus sp.*: teche; le specie di questo genere sono bentoniche e tipiche di acque alcaline e ipotrofiche, cioè estremamente povere di nutrienti e pulite, come ad esempio le sorgenti di fiumi (Torrise e Dell'Uomo, 2009).
- felci: sporangi di *Pteridium aquilinum* (Schoch *et al.*, 1988).

- foglie carbonizzate: sono state individuate una foglia di *Ericaceae* e due (aghi) di *Abies alba*.

11.5.3 Resti animali

Analogamente a quanto effettuato per i resti vegetali, i resti animali (alcune foto in fig.n°4) sono stati analizzati lasciandoli nelle capsule Petri e osservati al microscopio stereoscopico.

Gli animali riconosciuti sono:

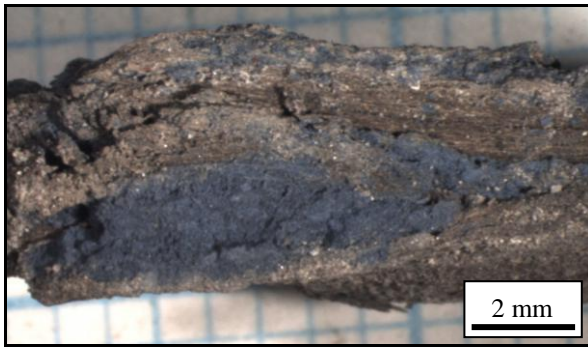
- chironomidi: capsule cefaliche di larve. Le larve vivono in svariati ambienti, ma in genere si comportano come organismi bentonici degli ecosistemi di acqua dolce; sono generalmente consumatori primari. Vivono nel fondo di fiumi, laghi, stagni, anche fino a 200 metri di profondità. I chironomidi sono indicatori paleoambientali molto importanti perché permettono accurate ricostruzione delle temperature (cf. ad es. Samartin *et al.*, 2012); è perciò auspicabile uno studio di questi animali in futuro.

- insetti indifferenziati: occhi composti; la loro distribuzione contemporanea ai resti di larve di chironomidi può far ipotizzare si tratti dei resti di adulti di questi insetti.

- acari: esoscheletri; si nota in molti esemplari un foro in posizione ventrale: le uova si schiudono all'interno del corpo della madre e le larve ne escono dopo aver forato l'involucro esterno. Da un confronto con gli atlanti in letteratura gli esemplari sembrano essere riferibili all'ordine *Oribatida*, le cui specie vivono nei boschi (Van Geel, 1976; Van Geel *et al.*, 1981).

- briozoi: statocisti; la forma delle statocisti fa ipotizzare che si tratti di *Cristatella mucedo*, che vive soprattutto in laghi o corsi d'acqua lenti non eutrofici, fino a circa 2 m di profondità. Si trova su substrati riparati e protetti da apporti terrigeni. In base ai dati in letteratura sono frequenti in sedimenti lacustri olocenici e indicano acque piuttosto basse, limpide e con temperature abbastanza alte (Sarmaja-Korjonen, 2006; Van Geel *et al.*, 1981).

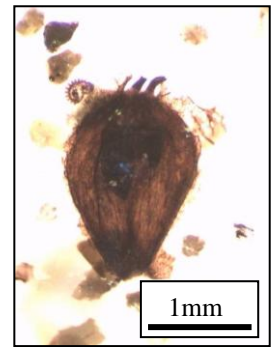
- ostracodi: gusci; da un confronto con gli atlanti in letteratura questi gusci sono tipici di specie di acque dolci non salmastre e conducono una vita bentonica (Schoch *et al.*, 1988).



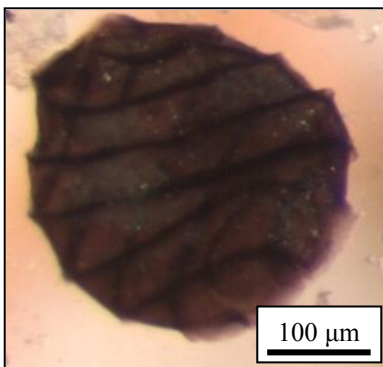
Angiospermae Dicotyledones (legno con vivianite)



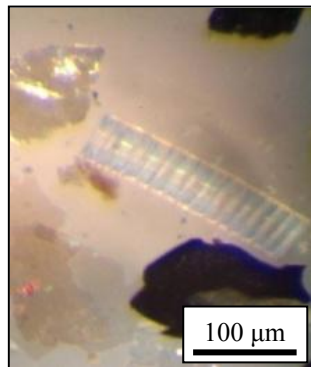
Alnus glutinosa incana (legno)



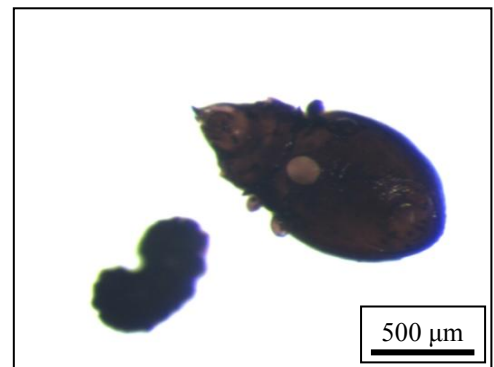
Betula (frutto)



Characeae (oogonio)



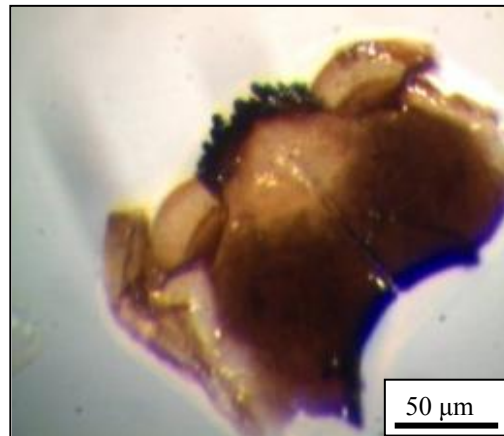
diatomea



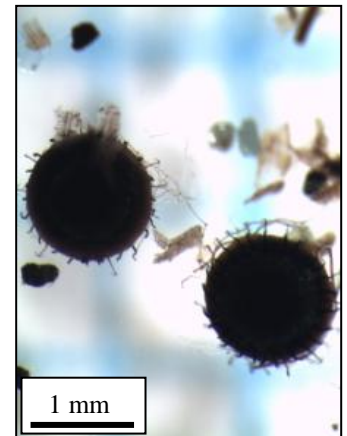
Oribatida (esoscheletro)



Ostracoda (guscio)



Chironomidae (capsula cefalica di larva)



Bryozoa (statocisti)

Fig.n°4: esempi di macrofossili di origine vegetale e animale riconosciuti nei campioni analizzati.

11.6 La distribuzione lungo la sequenza

Tutti i *taxa* dei resti vegetali rinvenuti (legni, semi, frutti, foglie, spore) sono distribuiti negli stessi *range* di sequenza in cui sono presenti i granuli pollinici dei medesimi *taxa*, perciò i loro

ritrovamenti costituiscono un'ulteriore traccia che conferma la loro presenza. Fa eccezione *Sambucus*, genere che non è stato ritrovato nei granuli pollinici.

Per quanto riguarda le briofite e le felci, gametofiti e sporangi sono presenti solo tra 32.73 e 32.50 m circa, che costituisce la porzione di sedimento olocenica rimaneggiata (vedi cap.8 per la cronologia), e a partire da 31.45 m in su risalente all'Olocene, mentre le spore di briofite e felci (vedi cap.12) sono state trovate già dall'estremità più antica della sequenza palinologica (37.79 m). Questo potrebbe indicare che la presenza di questi vegetali nell'area inclusa nel bacino idrografico del Lago di Como risale all'Olocene e che le spore trovate nei livelli più profondi siano state trasportate da correnti d'aria provenienti da zone con clima più mite (dalla pianura). Un'altra spiegazione può essere una differenza nelle condizioni di conservazione, per cui nei sedimenti più profondi si sono conservate solo le spore che sono molto più resistenti rispetto alle altre parti di questi vegetali.

I resti di alghe e animali hanno permesso di tracciare alcune caratteristiche del paleoambiente dei versanti e delle acque lacustri grazie all'integrazione con i dati su clima e impatto antropico forniti dalla palinologia (vedi cap.10) e sui palinomorfi (vedi cap.12) trovati lungo la sequenza. Si rimanda al capitolo 12 per la schematizzazione della distribuzione comparata di microfossili, macrofossili e palinomorfi lungo la sequenza. Le osservazioni sono commentate nel quadro generale della ricostruzione paleoambientale nel capitolo 14.

11.7 Confronti quali-quantitativi dei nuovi dati con quelli disponibili su S1

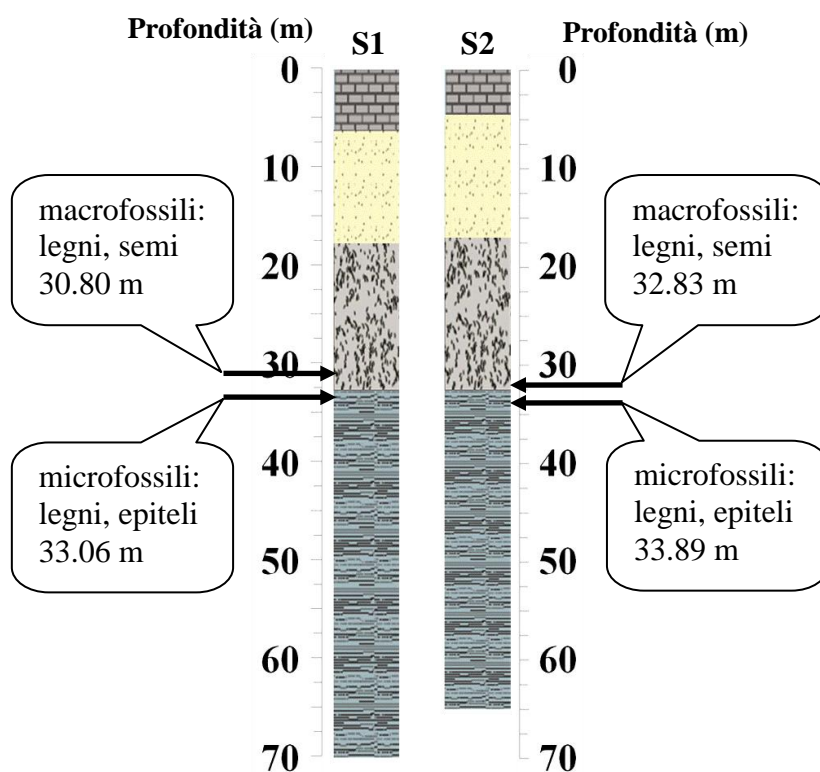
Alcune differenze sono emerse dal confronto con S1 per quanto riguarda lo studio dei macrofossili e dei microfossili. Anzitutto bisogna notare che i sedimenti sono stati vagliati su setaccio con lumen di 0,5 mm, mentre in S2 di 0,125 mm: da questo consegue che i resti animali e di alghe non sono stati recuperati in S1 nelle indagini effettuate nel 2009 (Motella, 2009; inedito).

Le analisi del 2012 (Mazzola, 2012; inedito) hanno contribuito a colmare la lacuna costituita dall'assenza in S1 di uno studio dei microfossili. E' è stato possibile determinare il limite inferiore della distribuzione dei resti organici in modo più preciso, infatti è emerso che corrisponde in S2 a 33.89 m, livello più profondo rispetto a quello stabilito per S1 (30.80 m; Motella, 2009; inedito) con i macrofossili. Per correlare i due sondaggi si è quindi proceduto a campionare e lavare i sedimenti di S1 in profondità simili a questo livello con setacci con maglie di 0,125 mm: è emerso che il livello dei microfossili in S1 è posto circa 2.20 m al di sotto di quello dei macrofossili.

Emerge quindi che i limiti inferiori sono compresi nei sedimenti che le analisi cronologiche (vedi cap.8), paleomagnetiche (vedi cap.3), geochimiche (vedi cap.3) e geofisiche (vedi cap.9) hanno rivelato essere altamente disturbati, essendo probabilmente materiale alloctono franato nel punto del sondaggio. Ne consegue che non è possibile fare una stima su basi scientificamente solide dell'età dei limiti stessi.

Si nota comunque che i microfossili sono presenti per entrambi i sondaggio a partire dai livelli più recenti dell'ambiente di sedimentazione glaciolacustre, mentre i macrofossili dalle profondità più antiche del palustre-lacustre. Si osserva che in generale il limite inferiore dei macrofossili e dei microfossili è in S2 più profondo rispettivamente di 2 m e 80 cm rispetto a S1; si nota inoltre che chironomidi e resti di alghe cominciano a essere presenti in S2 a partire da poco sotto il limite inferiore macrofossili in S2, profondità alla quale sono ancora assenti in S1. Ne consegue che le due carote non sono perfettamente correlabili prendendo a riferimento solamente le profondità; anche la stratigrafia conferma questo slittamento ad esempio nelle profondità dei limiti tra ambiente di sedimentazione glaciolacustre e palustre-lacustre che in S2 è più profondo di circa 40 cm.

Nello schema di seguito sono illustrati i limiti inferiori della distribuzione di macrofossili e microfossili per S1 e S2.



Per quanto riguarda i macrofossili, si può effettuare un confronto con i dati su semi, frutti e muschi: si ricorda che per S2 non è stata effettuata l'analisi silotomica di legni e carboni, se non per i macroresti utilizzati per le datazioni (vedi cap.8), mentre ne è stata studiata la distribuzione nella sequenza.

Tutte le specie arboree e arbustive trovate sotto forma di semi e frutti in S2 sono presenti anche in S1, sotto forma di legni, carboni, semi o frutti, ad eccezione di *Juniperus* che è presente solo in S1.

Si nota che non tutti i *taxa* erbacei trovati sotto forma di semi e frutti in un sondaggio risultano presenti nell'altro: si tratta di *taxa* spontanei e ruderali che compaiono comunque nei singoli campioni in numero piuttosto basso, e quindi la differenza è spiegabile con la casualità che il resto di una determinata specie si sia deposta in quel preciso punto dove è stato effettuato il carotaggio.

Si osserva infine che la distribuzione nelle sequenze di resti di muschi è del tutto paragonabile: compaiono in entrambi i sondaggi compaiono in corrispondenza del rispettivo limite inferiore dei macrofossili.

In conclusione, tenendo attentamente in conto le stratigrafie e quindi più la successione degli ambienti di sedimentazione che i meri valori di profondità, le distribuzioni dei resti organici nelle due sequenze sono paragonabili e sufficientemente ben correlate, fatto che fa pensare che circa alle stesse profondità vi sia in S1 un rimaneggiamento analogo a quello di S2.

12. I PALINOMORFI RICONOSCIUTI E LA LORO DISTRIBUZIONE LUNGO LA SEQUENZA

Nei vetrini analizzati per la palinologia sono stati riconosciuti numerosi palinomorfi che non sono granuli pollinici o spore di funghi e di pteridofite che sono inclusi nelle elaborazioni statistiche delle analisi palinologiche (vedi cap.10). I palinomorfi sono di origine vegetale e animale (vedi alcune foto in fig.n°1).

I palinomorfi vegetali sono costituiti da spore di briofite, alghe, stomi, fitoliti ed elementi dei vasi del legno. I palinomorfi animali sono resti di chironomidi e cladoceri.

12.1 Palinomorfi vegetali

- briofite: spore (Moore e Webb, 1978).
- *Pediastrum*: alga verde coloniale (Van Geel, 2001). Resti rinvenuti solo nella sequenza tardiglaciale. L'aumento della loro presenza in una sequenza è spesso indice di innalzamento del livello delle acque (Sarmaja-Korjonen *et al.*, 2006).
- *Desmidiaceae*: zigospore; in base a un confronto con quanto riportato in letteratura, si ipotizza che si tratti di resti di queste alghe verdi, solitamente collegate a condizioni di acque basse (Van Geel *et al.*, 1980; Sarmaja-Korjonen *et al.*, 2006). Resti rinvenuti solo nella sequenza tardiglaciale.
- *Debarya* sp.: zigospore; alga verde filamentosa che vive in acque dolci basse, stagnanti e ricche di ossigeno, sia in laghi che in pozze o suoli umidi (Ellis e Van Geel, 1978; Van Geel e Grenfell, 1996; Van Geel, 2001).
- alghe: cisti (forma di resistenza); non è stato possibile effettuare determinazioni sul *taxon*.
- stomi: sono stati riconosciuti stomi di *Juniperus*, *Pinus* e *Abies alba*; il riconoscimento è stato possibile analizzando le caratteristiche morfologiche dei bordi delle fessure e delle cellule di guardia (Trautmann, 1953; MacDonald, 2001).
- fitoliti: sono stati individuati fitoliti di forma rettangolare con margini dei lati lunghi ondulati e di quelli corti dritti o leggermente digitiformi, tipici dell'ipoderma (strato sottostante l'epidermide che rende la foglia dura e coriacea) degli aghi di *Picea abies*. Elementi simili in cui i rettangoli sono molto lunghi e non sono conservati i lati corti possono essere riconducibili sia all'epidermide delle monocotiledoni (soprattutto *Poacea*) che a *Picea abies*. Un'altra morfologia

riconosciuta è simile alla prima, ma ha delle ondulazioni con curvature più larghe: questo tipo è presente sia nelle monocotiledoni (soprattutto *Poaceae* e *Asteraceae*) che nell'ipoderma degli aghi di *Picea abies*. Infine, rettangoli lunghi in cui non vi sono lati corti, con margini dei lati lunghi composti da onde di ampiezza piuttosto ridotta, sono probabilmente riconducibili a monocotiledoni (Carnelli *et al.*, 2001; Piperno, 2006).

- elementi del legno: elementi dei vasi dello xilema di latifoglie, quali aperture scalariformi, ispessimenti spiralati; in particolare, è stato possibile riconoscere aperture scalariformi di *Corylus* (fino a 10 barre nell'apertura), *Alnus* (tra 10 e 20 barre), *Betula* (tra 10 e 15 barre) e *Vitis* (oltre 25 barre). Per quanto riguarda le conifere, sono stati individuati pareti con punteggiature tipiche di *Picea/Larix* e campi di incrocio tra fibrotracheidi e cellule dei raggi di *Abies*. Per il riconoscimento degli elementi del legno sono state indispensabili le conoscenze sulla silotomia (vedi cap.11).

12.2 Palinomorfi animali

- chironomidi: frammenti di mandibole e *mentum* della capsula cefalica delle larve. Le larve vivono in svariati ambienti, ma in genere si comportano come organismi bentonici degli ecosistemi di acqua dolce; sono generalmente consumatori primari. Vivono perciò nel fondo di fiumi, laghi, stagni, anche fino a 200 metri di profondità. I chironomidi sono indicatori paleoambientali molto importanti perché permettono accurate ricostruzione delle temperature (cf. ad es. Samartin *et al.*, 2012); è perciò auspicabile uno studio di questi animali in futuro (Van Geel, 1976; Van Geel *et al.*, 1989)

- cladoceri: segmenti post-addominali e parti terminali di zampe. La morfologia delle zampe è riferita in letteratura al genere *Eurycercus*; le specie possibili, non distinguibili essendo i frammenti troppo piccoli, sono *lamellatus* e *glacialis*, quest'ultima considerata un relitto glaciale (Van Geel *et al.*, 1983; Van Geel *et al.*, 1989). Sono consumatori primari. Resti trovati solamente nella parte di sequenza tardiglaciale.

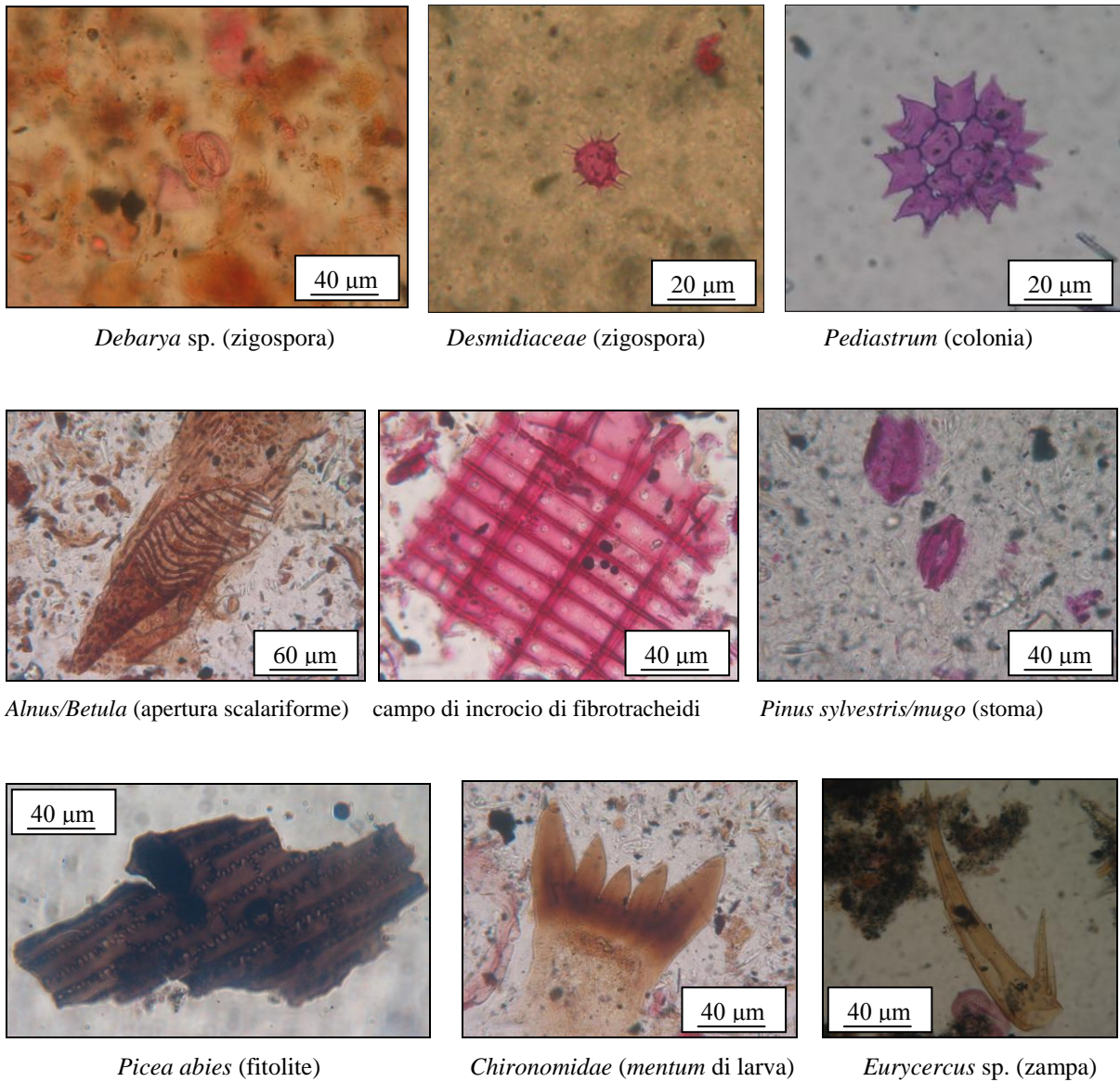


Fig n°1: esempi di palinomorfi di origine vegetale e animale riconosciuti nei campioni analizzati.

12.3 La distribuzione lungo la sequenza

I palinomorfi vegetali di piante e briofite sono distribuiti negli stessi *range* di sequenza in cui sono presenti i granuli pollinici e le spore dei medesimi *taxa*, perciò i loro ritrovamenti costituiscono un'ulteriore traccia che conferma la loro presenza. Unica eccezione è il ritrovamento di uno stoma di *Juniperus* a 19.79 m, dove non sono stati trovati granuli di questa specie; può trattarsi di un trasporto di foglie di ginepro da parte di fiumi che scorrono in zone montuose e sfociano nel Lago di Como. Di seguito si riporta la schematizzazione della

distribuzione comparata di palinomorfi, microfossili e macrofossili lungo la sequenza; la prima serie indica resti di organismi terrestri, la seconda di quelli acquatici.

ORGANISMI TERRESTRI

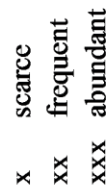
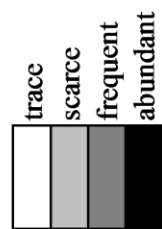
depth (m)	MACROFOSSILS				MICROFOSSILS				organic fraction	inorganic fraction		
	<i>Orbitida</i> exoskeleton	<i>Pteridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/ <i>Bryophyta</i> sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon			spiral thickening	
18,33				xx				<i>Alnus</i>				
18,4				xx	238							
18,73				x	145			<i>Monocolpaletonae/Picea</i>	<i>Alnus/Betula</i>			
18,85				x								
19,17				x					<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
19,39				x								
19,55				xxx					<i>Alnus</i>			
19,79				xx				<i>Juniperus</i>	<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
19,86				x					<i>Alnus/Betula</i>			
20,06				x								
20,25				x								
20,4				x	73				<i>Alnus/Betula</i>			
20,87				x					<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
21,03				xx								
21,12												

tracc
scarce
frequent
abundant

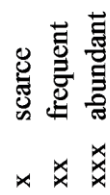
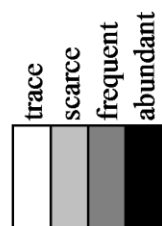
vegetal
animal

x scarce
xx frequent
xxx abundant

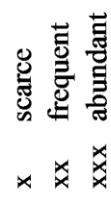
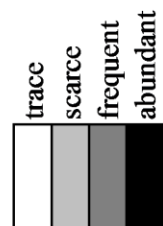
depth (m)	<i>Orbitada</i> exoskeleton	<i>Peridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
21,29				xxx	124		<i>Monocolyledonae</i>				
21,41								<i>Alnus/Betula</i>			
21,6					197			<i>Alnus/Betula</i>			
21,73				xxx	172						
21,88								<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
22,05				x							
22,22				x	58			<i>Alnus/Betula</i>			
22,33				xx				<i>Alnus/Betula</i>			
22,42				x				<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
22,55				x				<i>Alnus/Betula</i>			
22,7				x	652			<i>Alnus/Betula</i>			
22,84					143			<i>Alnus/Betula</i>			
22,89					179			<i>Alnus</i>			
22,9								<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
22,94					192			<i>Alnus/Betula</i>			









depth (m)	<i>Orbitida</i> exoskeleton	<i>Peridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
22,99					195			<i>Alnus</i>			
23,04					135			<i>Alnus/Betula</i>			
23,08					92						
23,09					456			<i>Alnus</i>			
23,14					1.121			<i>Alnus</i>			
23,19					1.345			<i>Corylus</i>			
23,22				x				<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
23,24					792						
23,36					4.292						
23,44											
23,48				x							
23,5					149						
23,56					309						
23,58				x				<i>Monocotyledonae/Picea</i>			
23,62					183						



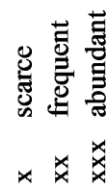
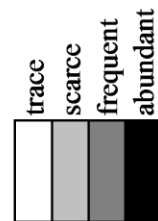
depth (m)	<i>Orbitada</i> exoskeleton	<i>Peridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomatata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
23,67	abundant	scarce		x				<i>Alnus</i>			
23,68					351						
23,7	abundant	scarce			79						
23,74											
23,8					802		<i>Monocotyledonae</i>	<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
23,86	abundant	scarce	x		64		<i>Monocotyledonae</i>	<i>Alnus</i>			
23,86					413			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
23,92								<i>Alnus/Betula; Vitis</i>			
23,94								<i>Alnus/Betula</i>			
23,97		scarce						<i>Alnus/Betula</i>			
24,01					236						
24,03											
24,05											
24,05					1.511						
24,07					423						



depth (m)	<i>Orbitida</i> exoskeleton	<i>Pteridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophytae</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophytae</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
24,09					563						
24,11											
24,13					97			<i>Alnus/Betula; Vitis</i>			
24,14					360						
24,15					496			<i>Alnus/Betula</i>			
24,17					164			<i>Alnus/Betula</i>			
24,19					46			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
24,2											
24,21					326			<i>Alnus/Betula</i>			
24,23					248			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
24,25					714						
24,27											
24,29					695			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
24,3				x				<i>Alnus/Betula</i>			
24,31					159						

	trace		vegetal	x	scarce
	scarce		animal	xx	frequent
	frequent			xxx	abundant
	abundant				

depth (m)	<i>Orbitida</i> exoskeleton	<i>Pteridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
24,33					372			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
24,35					130						
24,37					678	<i>Monocotyledonae/Picea</i>					
24,37			x					<i>Alnus/Betula</i>			
24,39						<i>Poaceae</i>		<i>Alnus/Betula</i>			
24,41					1.924	<i>Monocotyledonae/Picea</i>		<i>Alnus/Betula</i>			
24,43					632						
24,44					1.455						
24,45					1.431			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
24,47					199			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
24,49					411			<i>Alnus/Betula</i>			
24,51								<i>Alnus/Betula</i>			
24,53					120	<i>Monocotyledonae</i>					
24,54				x							
24,62								<i>Alnus/Betula</i>			



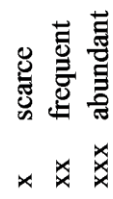
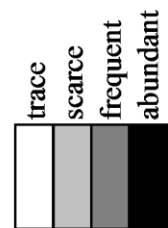
depth (m)	<i>Oribaita</i> exoskeleton	<i>Peridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
24,64					294						
24,65				xx							
24,66					802						
24,68					1.522						
24,7					152						
24,72					116						
24,73				x				<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
24,74								<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
24,76					145						
24,78					335		<i>Monocotyledonae</i>				
24,8					97			<i>Alnus/Betula</i>			
24,8					157						
24,82					314		<i>Abies</i>				
24,84								<i>Alnus/Betula</i>			
24,86					47						

x scarce
xx frequent
xxx abundant

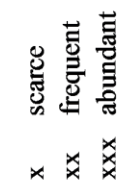
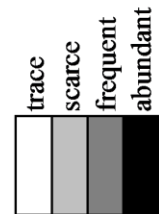
vegetal
animal

trace
scarce
frequent
abundant

depth (m)	<i>Orbitida</i> exoskeleton	<i>Peridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophytae</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophytae</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
24,88					191			<i>Alnus/Betula</i>			
24,89					106	<i>Pinus; Abies</i>		<i>Alnus</i>			
24,9			<i>Abies</i>		49						
24,92					793						
24,94					1.050			<i>Alnus/Betula</i>			
24,96					707						
24,97											
25,03								<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
25,13					1.088						
25,35					1.482			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
25,4			<i>Abies</i>		592		<i>Poaceae</i>	<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
25,43					2.316						
25,51				x	516			<i>Alnus</i>			
25,58					402						
25,65					216	<i>Abies</i>					



depth (m)	<i>Oribaida</i> exoskeleton	<i>Peridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophytae</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophytae</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
25,72	abundant	abundant			111						
25,87		abundant			354			<i>Alnus/Betula</i>			
25,94		abundant			1.046						
26,02		abundant									
26,1	scarce			x							
26,18		abundant			1.383			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
26,25	scarce	abundant		x	341			<i>Alnus</i>			
26,51	scarce	abundant					<i>Poaceae</i>	<i>Alnus/Betula</i>			
26,62		abundant		x	430			<i>Alnus/Betula</i>			
26,78											
26,94				x	3.475						
27,11				x	93						
27,43	scarce	abundant		x				<i>Alnus</i>			
27,79	scarce	abundant		x	437						
28,11		abundant		x	2.546						



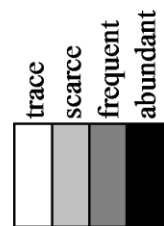
depth (m)	<i>Oribarida</i> exoskeleton	<i>Pteridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophytae</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophytae</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
28,45	abundant	scarc			164						
28,81		scarc	x	x	773						
29,13					82						
29,34		scarc	x	x	3.207		Monocotyledonae; Poaceae				
29,58	abundant				109		Poaceae				
29,93		scarc									
29,96					1.694			Alnus/Betula/Corylus			
30,06					455			Alnus/Betula			
30,14					1.395						
30,22		scarc		x	2.250						
30,3		scarc			1.960			Alnus/Betula/Corylus			
30,38					1.876						
30,46		scarc			3.217			Alnus/Betula/Corylus			
30,54											
30,62		scarc		x	2.406		Monocotyledonae; Poaceae				

trace
 scarc
 frequent
 abundant

vegetal
 animal

x scarc
 xx frequent
 xxx abundant

depth (m)	<i>Oribaida</i> exoskeleton	sporangia <i>Peridium aquilinum</i>	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
30,84											
31,16				x			<i>Monocotyledonae; Poaceae</i>				
31,45				x			<i>Monocotyledonae/Picea; Poaceae</i>				
31,81											
31,97					1.158						
32,08					792						
32,13					345						
32,18					261						
32,41					474						
32,47					869						
32,5			<i>Ericaceae</i>		1.793						
32,6					10.273	<i>Pinus</i>					
32,65					1.991						
32,73				x	17.373		<i>Poaceae</i>				
32,81					2.661		<i>Monocotyledonae</i>				



x scarce
xx frequent
xxx abundant

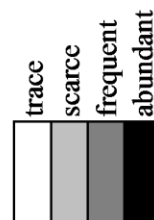
depth (m)	<i>Orbitida</i> exoskeleton	<i>Pteridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
32,89					1.135	<i>Pinus</i>	<i>Poaceae</i>	<i>Alnus/Betula</i>			
32,94					319						
32,97					5.493						
33,04					823						
33,08					809						
33,12					1.423						
33,16					1.008			<i>Alnus/Betula</i>			
33,21					828	<i>Juniperus</i>		<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
33,26					749			<i>Alnus/Betula</i>			
33,3					891			<i>Alnus/Betula</i>			
33,34					536			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
33,38					194						
33,42					221						
33,46					471						
33,5					146						

trace
 scarce
 frequent
 abundant

vegetal
 animal

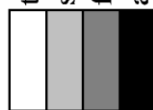
x scarce
 xx frequent
 xxx abundant

depth (m)	<i>Orbitida</i> exoskeleton	<i>Pteridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophyta</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophyta</i> spores concentration (n°/cm ³)	stomata taxon	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
33,54											
33,61					157			<i>Alnus/Betula/Corylus</i>			
33,87					624						
34,07					204						
34,3					1.162					nd	nd
34,48					341					nd	nd
34,75					156					nd	nd
34,79					634					nd	nd
34,83					654					nd	nd
34,86					287					nd	nd
34,9					281					nd	nd
35,47					247					nd	nd
36,06					514					nd	nd
36,36					61					nd	nd
36,68										nd	nd



x scarce
 xx frequent
 xxx abundant

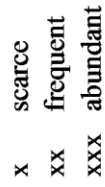
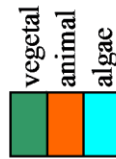
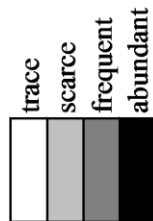
depth (m)	<i>Orbitida</i> exoskeleton	<i>Pteridium aquilinum</i> sporange	leaf taxon	<i>Bryophytae</i> gametophyte/ sporophyte	<i>Bryophytae</i> spores concentration (n°/cm ³)	<i>stomatata taxon</i>	phytolith taxon	scalariform perforation plate taxon	spiral thickening	inorganic fraction	organic fraction
37,03					21					nd	nd
37,42					223					nd	nd
37,79					19					nd	nd



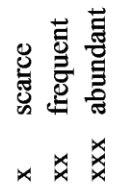
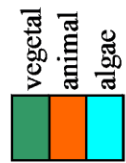
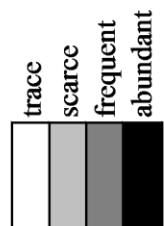
x scarce
xx frequent
xxx abundant

ORGANISMI ACQUATICI

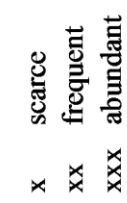
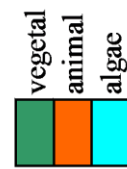
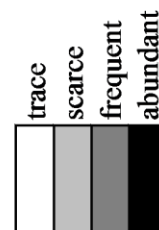
depth (m)	MACROFOSSILS						MICROFOSSILS							
	diatom frustule taxon	Characeae oogonium	Ostracoda shell	Bryozoa statoblast	insect composite eye	Chironomidae larva head capsule	Chironomidae larva mandible/mentum	Cladocera postabdominal fragment and claw(*)	Pedastrium colonies concentration (n/cm ³)	Desmidiaceae zygospores concentration (n/cm ³)	Debarva sp. zygospore	Algae cysts concentration (n/cm ³)		inorganic fraction
18,33														
18,4														
18,73														
18,85														
19,17														
19,39														
19,55												72		
19,79														
19,86														
20,06												1235		
20,25														
20,4														
20,87														
21,03														
21,12														



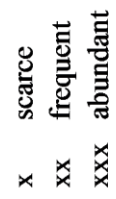
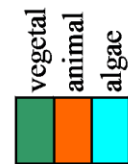
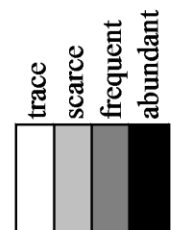
depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygospore	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
21,29														
21,41			abundant											
21,6		abundant												
21,73	<i>Campylodiscus</i> sp.	abundant												
21,88			abundant											
22,05		abundant	abundant	abundant	abundant							866		
22,22		abundant												
22,33														
22,42		abundant			abundant									
22,55		abundant				abundant								
22,7						abundant								
22,84						abundant						430		
22,89												716		
22,9		abundant			abundant									
22,94												1153		



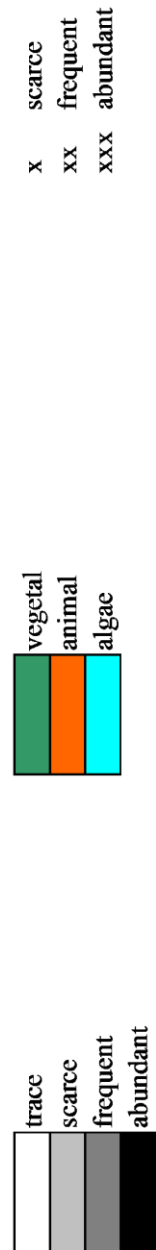
depth (m)	diatom frustule taxon	Characeae oogonium	Ostracoda shell	Bryozoa statoblast	insect composite eye	Chironomidae larva head capsule	Chironomidae larva mandible/mentum	Cladocera postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	Pediastrum colonies concentration (n°/cm ³)	Desmidiaceae zygozoores concentration (n°/cm ³)	Debarva sp. zygozoores	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
22,99												1364		
23,04												1480		
23,08												92		
23,09												4899		
23,14												9415		
23,19												4259		
23,22												7653		
23,24														
23,36														
23,44												1704		
23,48												217		
23,5												2978		
23,56												1544		
23,58														
23,62												1189		



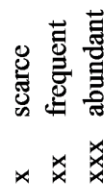
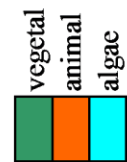
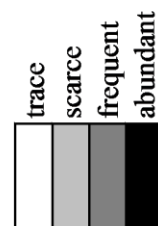
depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygosporae concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygosporae	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
23,67												3397		
23,68														
23,7														
23,74												1855		
23,8												4811		
23,86	<i>Campylodiscus</i> sp.											70		
23,86									64			703		
23,92												7018		
23,94												10666		
23,97														
24,01												15548		
24,03												14060		
24,05														
24,05												10122		
24,07												6667		



depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygospore	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
24,09												8734		
24,11												9583		
24,13														
24,14												1749		
24,15												5584		
24,17												5746		
24,19												1424		
24,2														
24,21												2063		
24,23												960		
24,25												5141		
24,27												9896		
24,29												5733		
24,3														
24,31												3979		



depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygospore	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
24,33							vegetal					13961		
24,35												7297		
24,37							vegetal					9661		
24,37							vegetal					386		
24,39												9352		
24,41												16678		
24,43												9055		
24,44							animal							
24,45							animal					12059		
24,47												5758		
24,49												1130		
24,51												1540		
24,53												1198		
24,54							animal							
24,62												3292		



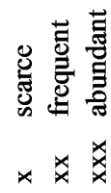
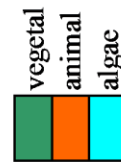
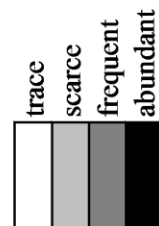
depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygospore	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
24,64												1860		
24,65												4677		
24,66												9891		
24,68												2663		
24,7												3727		
24,72												504		
24,73												2120		
24,74												2034		
24,76									73			1154		
24,78														
24,8														
24,8												1215		
24,82												3057		
24,84												3193		
24,86												1546		

x scarce
xx frequent
xxx abundant

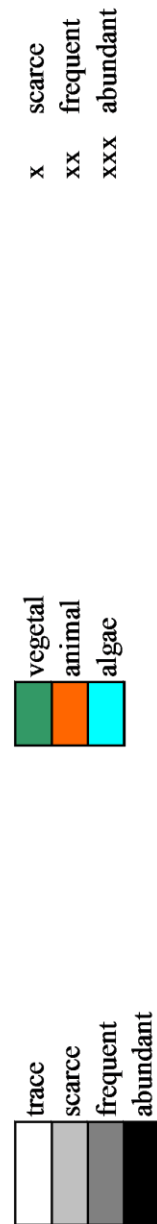
vegetal
animal
algac

trace
scarce
frequent
abundant

depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygospore	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
24,88												7077		
24,89												11641		
24,9												1145		
24,92												7478		
24,94												8999		
24,96												558		
24,97														
25,03														
25,13														
25,35												9979		
25,4												10352		
25,43														
25,51												6605		
25,58														
25,65														



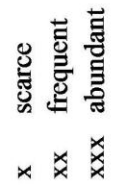
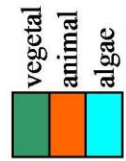
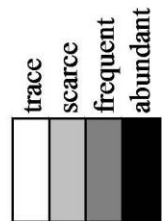
depth (m)	<i>Campylodiscus</i> sp.	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	Bryozoa statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygosporae concentration (n°/cm ³)	<i>Debarva</i> sp. zygosporae	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
25,72	<i>Campylodiscus</i> sp.													
25,87														
25,94														
26,02												2998		
26,1	<i>Campylodiscus</i> sp.											3404		
26,18														
26,25														
26,51	<i>Campylodiscus</i> sp.													
26,62	<i>Campylodiscus</i> sp.													
26,78														
26,94												579		
27,11	<i>Campylodiscus</i> sp.													
27,43	<i>Campylodiscus</i> sp.													
27,79														
28,11	<i>Campylodiscus</i> sp.											1527		



depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygosporae concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygosporae	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
28,45														
28,81	<i>Campylodiscus</i> sp.													
29,13	<i>Campylodiscus</i> sp.											82		
29,34												10691		
29,58	<i>Campylodiscus</i> sp.													
29,93														
29,96								147				2431		
30,06	<i>Campylodiscus</i> sp.											337		
30,14	<i>Campylodiscus</i> sp.											3597		
30,22														
30,3	<i>Campylodiscus</i> sp.							89				5969		
30,38	<i>Campylodiscus</i> sp.													
30,46														
30,54														
30,62	nd													

	trace		scarce		frequent		abundant
	vegetal		animal		algae		
	x	scarce	xx	frequent	xxx	abundant	

depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygospore	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
30,84	nd													
31,16								1.858						
31,45								(*) 2478						
31,81								(*) 1448				1737		
31,97									528					
32,08									268	38				
32,13														
32,18														
32,41									28	84		28		
32,47									543					
32,5								224				224		
32,6								151				151		
32,65								332				664		
32,73								1.737				3475		
32,81								1.331				444		



depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygospore	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
32,89									103			1032		
32,94												64		
32,97								117				584		
33,04														
33,08														
33,12										42				
33,16														
33,21										17				
33,26												60		
33,3										21				
33,34										38				
33,38										30				
33,42										51				
33,46										64				
33,5										127				

trace
 scarce
 frequent
 abundant

vegetal
 animal
 algae

x scarce
 xx frequent
 xxx abundant

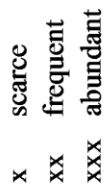
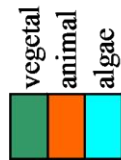
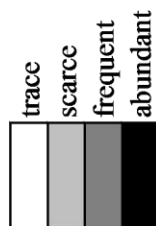
depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygozoores concentration (n°/cm ³)	<i>Deburya</i> sp. zygozoores	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
33,54														
33,61									18	39				
33,87										232				
34,07														
34,3									51	76			nd	nd
34,48													nd	nd
34,75										22			nd	nd
34,79										41			nd	nd
34,83										63			nd	nd
34,86													nd	nd
34,9										23			nd	nd
35,47													nd	nd
36,06													nd	nd
36,36													nd	nd
36,68													nd	nd

trace
 scarce
 frequent
 abundant

vegetal
 animal
 algac

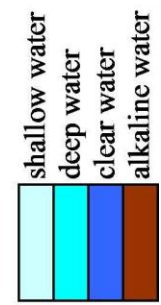
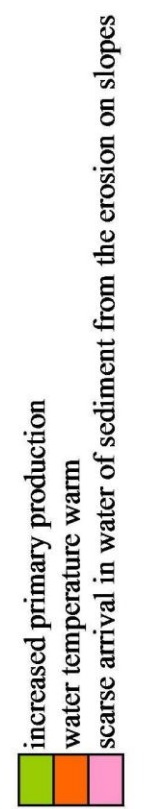
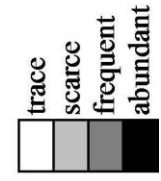
x scarce
 xx frequent
 xxx abundant

depth (m)	diatom frustule taxon	<i>Characae</i> oogonium	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Bryozoa</i> statoblast	insect composite eye	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>Chironomidae</i> larva mandible/mentum	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Desmidiaceae</i> zygozoores concentration (n°/cm ³)	<i>Debarya</i> sp. zygozoores	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	inorganic fraction	organic fraction
37,03													nd	nd
37,42													nd	nd
37,79													nd	nd

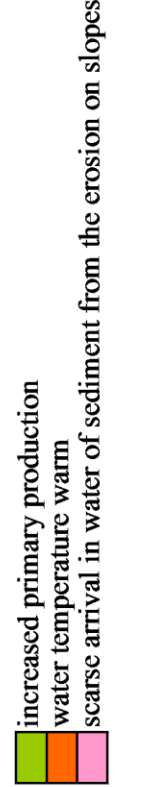
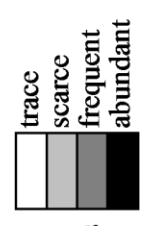


La distribuzione dei resti di alghe, chironomidi e cladoceri danno informazioni su: profondità, temperatura, limpidezza, grado di produttività primaria e caratteristiche chimiche (alcalinità) delle acque; grado di erosione dei versanti dipendente dalla foltezza della vegetazione (variabile in base soprattutto all'impatto antropico); miglioramento climatico generale. Di seguito si riporta una tabella riassuntiva delle informazioni paleoecologiche determinabili in base alla presenza e/o assenza di determinati palinomorfi, microfossili e macrofossili lungo la sequenza, con la segnalazione delle zone e fitocenosi non datate indicate per la descrizione del diagramma pollinico (vedi cap.10). Seguono poi le tabelle con tutti i dettagli per l'intera sequenza. Le osservazioni sulla distribuzione sono commentate nel quadro generale della ricostruzione paleoambientale nel capitolo 14.

LPAZI undated phytocoenosis	age (cal yr BP)		depth (m)		Desmidiaceae zygospores	Pediastrum colonies	Pediastrum colonies	Characeae oogonium	Algae cysts	diatom frustule	Bryozoa statoblast	Ostracoda shell	Characeae oogonium	diatom frustule	Cladocera postabdominal fragment and claw	Chironomidae larva head capsule	diatom frustule	Bryozoa statoblast	Pediastrum colonies	Characeae oogonium	Algae cysts	Oribatida exoskeleton	inorganic fraction	organic fraction	
	4100	4300	18,33	19,39																					
COM-1	4300	4350	19,39	19,55																					
	4350	4400	19,55	19,79																					
	4400	4800	19,79	21,6																					
	4800	4850	21,6	21,88																					
COM-2 & COM-3	4850	4950	21,88	22,22																					
	4950	5650	22,22	24,76																					
COM-4 & COM-5	5650	6250	24,76	25,87																					
	6250	8100	25,87	29,34																					
COM-6	8100	9750	29,34	29,93																					
	9750	9850	29,93	29,96																					
COM-7	9850	12600	29,96	30,84																					
	12600		30,84	32,13																					
Lateglacial vegetation			32,13	32,97																					
Mesophilous vegetation			32,97	33,26																					
Lateglacial vegetation			33,26	34,3																					
Lateglacial vegetation			34,3	34,9																					
Lateglacial vegetation			34,9	37,79																					



depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium (n°/cm ³)	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	diatom frustule taxon	Bryozoa statoblast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characeae</i> oogonium	diatom frustule taxon	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw ^(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	diatom frustule taxon	Bryozoa statoblast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Oribatida</i> exoskeleton	Inorganic fraction	organic fraction	
18,33																					
18,4																					
18,73																					
18,85																					
19,17																					
19,39																					
19,55																					
19,79					72													72			
19,86																					
20,06					1235													1235			
20,25																					
20,4																					
20,87																					
21,03																					
21,12																					
21,29																					
21,41																					
21,6																					
21,73																					
21,88																					



depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium (n°/cm ³)	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characeae</i> oogonium	diatom frustule taxon	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Orbitada</i> exoskeleton	Inorganic fraction	organic fraction	
22,05																					
22,22					866													866			
22,33																					
22,42																					
22,55																					
22,7																					
22,84					430													430			
22,89					716													716			
22,9																					
22,94																		1153			
22,99																		1364			
23,04																		1480			
23,06																		92			
23,09																		4899			
23,14																		9415			
23,19																		4259			
23,22																					
23,24																		7653			
23,36																					
23,44																		1704			

shallow water
 deep water
 clear water
 alkaline water

increased primary production
 water temperature warm
 scarce arrival in water of sediment from the erosion on slopes

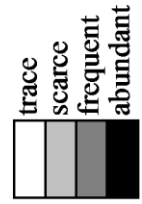
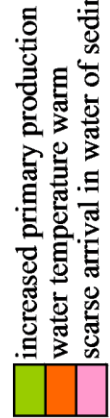
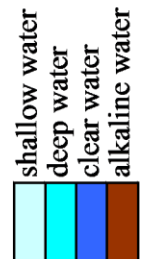
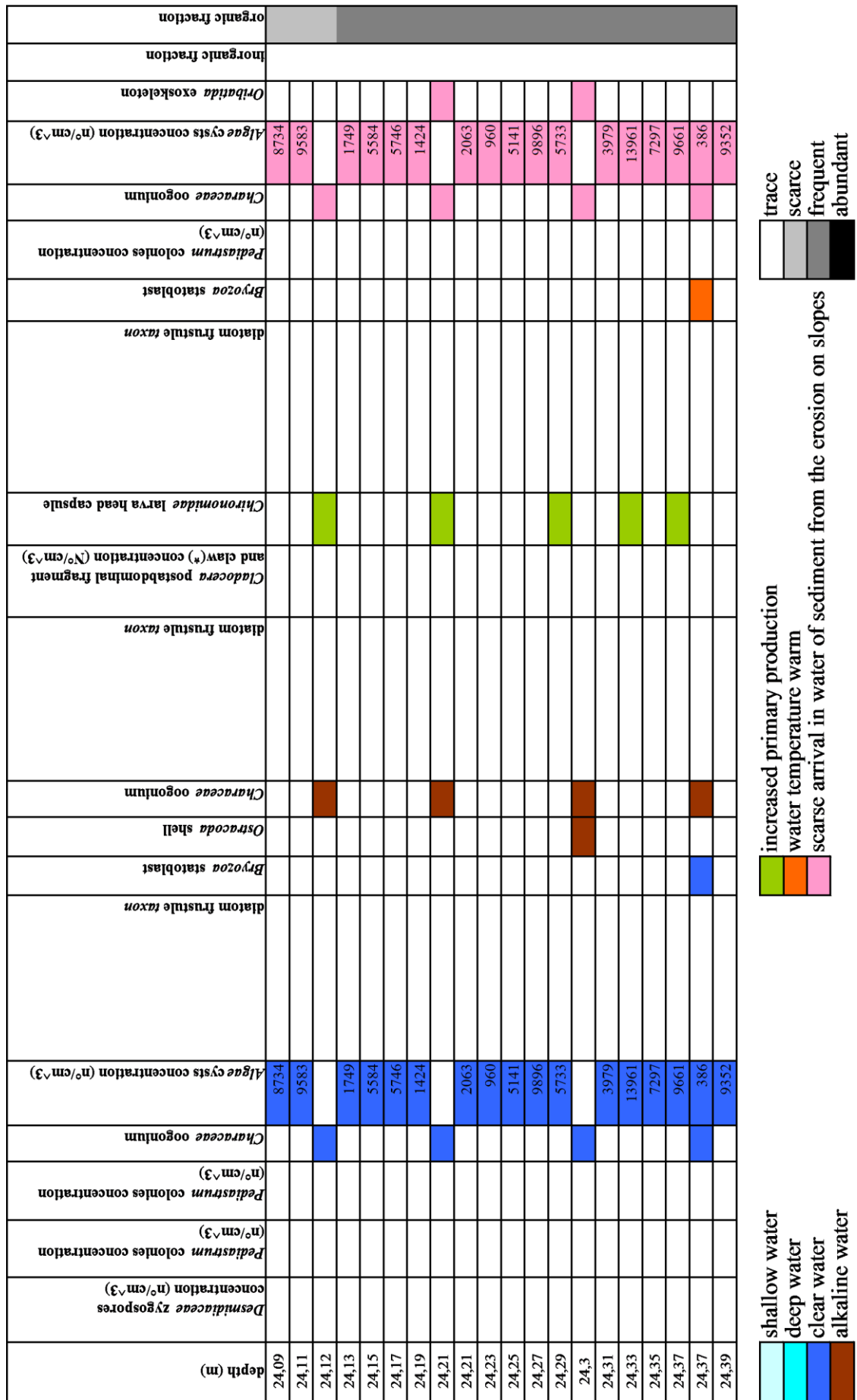
trace
 scarce
 frequent
 abundant

depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium (n°/cm ³)	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characeae</i> oogonium	diatom frustule taxon	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw ^(*) concentration (n°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium (n°/cm ³)	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Oribatida</i> exoskeleton	Inorganic fraction	organic fraction	
23,48					217												217				
23,5					2978												2978				
23,56					1544												1544				
23,58																					
23,62					1189												1189				
23,67																					
23,68					3397												3397				
23,7																					
23,74					1855												1855				
23,8					4811												4811				
23,86					70												70				
23,86					703											64	703				
23,92					7018												7018				
23,94					10666												10666				
23,97						<i>Campylodiscus</i> sp.															
24,01					15548												15548				
24,03					14060												14060				
24,05																					
24,05					10122												10122				
24,07					6667												6667				

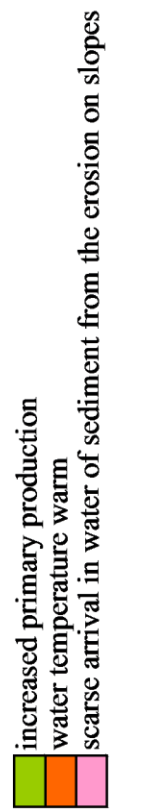
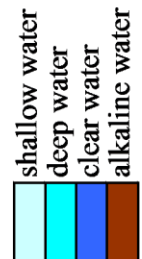
shallow water
 deep water
 clear water
 alkaline water

increased primary production
 water temperature warm
 scarce arrival in water of sediment from the erosion on slopes

trace
 scarce
 frequent
 abundant



depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium (n°/cm ³)	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characeae</i> oogonium	diatom frustule taxon	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw ^(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium (n°/cm ³)	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Oribatida</i> exoskeleton	Inorganic fraction	organic fraction	
24,41					16678																
24,43					9055																
24,44																					
24,45					12059																
24,47					5758																
24,49					1130																
24,51					1540																
24,53					1198																
24,54																					
24,62					3292																
24,64					1860																
24,65																					
24,66					4677																
24,68					9891																
24,7					2663																
24,72					3727																
24,73					504																
24,74					2120																
24,76					2034																
24,78					1154																



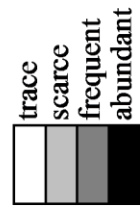
depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium (n°/cm ³)	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	diatom frustule <i>taxon</i>	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characeae</i> oogonium	diatom frustule <i>taxon</i>	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw ^(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	diatom frustule <i>taxon</i>	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium (n°/cm ³)	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Oribatida</i> exoskeleton	inorganic fraction	organic fraction	
24,8																					
24,8					1215													1215			
24,82					3057													3057			
24,84					3193													3193			
24,86					1546													1546			
24,88					7077													7077			
24,89					11641													11641			
24,9					1145													1145			
24,92					7478													7478			
24,94					8999													8999			
24,96					558													558			
24,97																					
25,03																					
25,13																					
25,35					9979													9979			
25,4					10352													10352			
25,43																					
25,51					6605													6605			
25,58																					
25,65																					

shallow water
 deep water
 clear water
 alkaline water

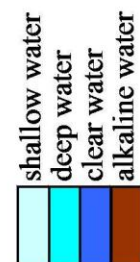
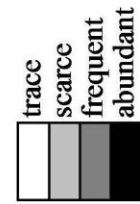
increased primary production
 water temperature warm
 scarce arrival in water of sediment from the erosion on slopes

trace
 scarce
 frequent
 abundant



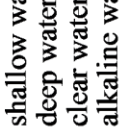

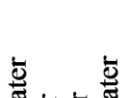



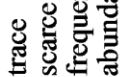
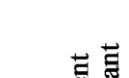

depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characae</i> oogonium	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	diatom frustule taxon	Bryozoa strobilast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characae</i> oogonium	diatom frustule taxon	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	diatom frustule taxon	Bryozoa strobilast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characae</i> oogonium	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Oribatida</i> exoskeleton	Inorganic fraction	organic fraction	
25,72						<i>Campylodiscus</i> sp.															
25,87						<i>Campylodiscus</i> sp.															
25,94																					
26,02					2998													2998			
26,1																					
26,18					3404	<i>Campylodiscus</i> sp.												3404			
26,25																					
26,51																					
26,62						<i>Campylodiscus</i> sp.															
26,78						<i>Campylodiscus</i> sp.															
26,94					579													579			
27,11																					
27,43						<i>Campylodiscus</i> sp.															
27,79						<i>Campylodiscus</i> sp.															
28,11					1527													1527			
28,45						<i>Campylodiscus</i> sp.															
28,81																					
29,13					82	<i>Campylodiscus</i> sp.												82			
29,34					10691	<i>Campylodiscus</i> sp.												10691			



depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characeae</i> oogonium	diatom frustule taxon	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium	Algae cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Oribatida</i> exoskeleton	inorganic fraction	organic fraction	
29,58						<i>Campylodiscus</i> sp.															
29,93					2431	<i>Campylodiscus</i> sp.					147		<i>Campylodiscus</i> sp.				2431				
29,96					337												337				
30,06					3597	<i>Campylodiscus</i> sp.							<i>Campylodiscus</i> sp.				3597				
30,14						<i>Campylodiscus</i> sp.							<i>Campylodiscus</i> sp.								
30,22						<i>Campylodiscus</i> sp.							<i>Campylodiscus</i> sp.								
30,3					5969						89		<i>Campylodiscus</i> sp.				5969				
30,38						<i>Campylodiscus</i> sp.							<i>Campylodiscus</i> sp.								
30,46						<i>Campylodiscus</i> sp.							<i>Campylodiscus</i> sp.								
30,54					9942								<i>Campylodiscus</i> sp.				9942				
30,62						nd							nd								
30,84						nd							nd								
31,16																					
31,45																					
31,81																					
31,97					1737													1737			
32,08																					
32,13																					
32,18																					



depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characeae</i> oogonium	diatom frustule taxon	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw(°) concentration (N°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	diatom frustule taxon	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Oribatida</i> exoskeleton	Inorganic fraction	organic fraction
32,41	84	28	28	28		28										28		28			
32,47		543	543													543					
32,5						224						224						224			
32,6						151						151						151			
32,65						664						664						664			
32,73						3475						3475						3475			
32,81						444						444						444			
32,89		103	103			1032						1032				103		1032			
32,94						64						64						64			
32,97						584						584						584			
33,04																					
33,08																					
33,12	42																				
33,16																					
33,21	17																				
33,26																					
33,3	21					60												60			
33,34	38																				
33,38	30																				
33,42	51																				

	shallow water		increased primary production
	deep water		water temperature warm
	clear water		scarce arrival in water of sediment from the erosion on slopes
	alkaline water		trace
			scarce
			frequent
			abundant

depth (m)	<i>Desmidiaceae</i> zygospores concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	<i>diatom frustule taxon</i>	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Ostracoda</i> shell	<i>Characeae</i> oogonium	<i>diatom frustule taxon</i>	<i>Cladocera</i> postabdominal fragment and claw ^(*) concentration (N°/cm ³)	<i>Chironomidae</i> larva head capsule	<i>diatom frustule taxon</i>	<i>Bryozoa</i> statoblast	<i>Pediastrum</i> colonies concentration (n°/cm ³)	<i>Characeae</i> oogonium	<i>Algae</i> cysts concentration (n°/cm ³)	<i>Orbitoida</i> exoskeleton	inorganic fraction	organic fraction
33,46	64																			nd
33,5	127																			nd
33,54																				nd
33,61	39																			nd
33,87	232	18	18																	nd
34,07																				nd
34,3	76	51	51																	nd
34,48																				nd
34,75	22																			nd
34,79	41																			nd
34,83	63																			nd
34,86																				nd
34,9	23																			nd
35,47																				nd
36,06																				nd
36,36																				nd
36,68																				nd
37,03																				nd
37,42																				nd
37,79																				nd

shallow water
 deep water
 clear water
 alkaline water

increased primary production
 water temperature warm
 scarce arrival in water of sediment from the erosion on slopes

trace
 scarce
 frequent
 abundant

13. LE ANALISI DI MICRO E MACROCARBONI SU S2

13.1 Il conteggio dei microcarboni

Le analisi dei microcarboni hanno coinvolto tutti i campioni preparati per le analisi palinologiche, anche quelli contigui che costituiscono la sequenza ad alta definizione, analizzati anche per il conteggio dei macrocarboni (vedi § 13.2).

Il metodo utilizzato per le analisi dei microcarboni è consistito nel conteggio di 200 microcarboni, di dimensione minima di 10 μm , all'interno degli stessi vetrini preparati per le analisi palinologiche (Finsinger *et al.*, 2008). Il conteggio è stato effettuato al microscopio ottico a trasmissione seguendo righe orizzontali distanti 1 mm l'una dall'altra, analogamente a quanto fatto per le analisi del polline. E' risultato preferibile utilizzare l'ingrandimento 400 X in modo da evitare di confondere microcarboni e frammenti vegetali non completamente carbonizzati, che presentano a volte le stesse caratteristiche di spigolosità e colore scuro, ma con un adeguato ingrandimento mostrano bordi più arrotondati e di colore marrone scuro anziché nero.

Durante il conteggio dei microcarboni sono stati contati anche i *marker* (spore di *Lycopodium clavatum*) utilizzati nella preparazione dei campioni pollinici. In questo modo è stato possibile stimare la quantità di microcarboni all'interno di ciascun campione (concentrazione = n° microcarboni / cm^3) e di conseguenza l'influsso annuo (n° microcarboni / cm^2 / anno) dopo aver calcolato il tasso di sedimentazione annuo (cm / anno).

L'influsso dei microcarboni offre l'indicazione dell'entità degli incendi avvenuti a scala regionale, in quanto carboni di piccole dimensioni possono essere facilmente dilavati dai versanti e confluire nel reticolo idrografico oppure sollevati dalle correnti convettive che si originano durante gli incendi e trasportati su lunghe distanze.

13.2 La preparazione dei campioni per il conteggio dei macrocarboni

Sono stati prelevati dei campioni di sedimento al preciso scopo di contare i carboni di dimensioni $> 100 \mu\text{m}$ (denominati macrocarboni) contenuti al loro interno.

L'intervallo di profondità indagato è compreso tra 22.84 e 24.98 m; questo *range* è stato scelto sulla base dei risultati precedentemente ottenuti sui microcarboni in relazione a quelli pollinici. Si è deciso di approfondire il rapporto tra variazioni di presenza dell'abete bianco, variazioni dell'influsso dei microcarboni e variazioni dell'influsso dei macrocarboni.

Volendo ottenere dei risultati da rielaborare statisticamente nel migliore dei modi si è deciso di analizzare campioni tra loro contigui, condizione che permette di avere la sicurezza che non vi sia stata perdita di sedimento tra un campione e l'altro.

Essendo l'intervallo di profondità di interesse distribuito in 4 diverse sezioni (carote n°20, 21, 22 e 23) si è provveduto a rielaborare statisticamente i dati in quattro finestre distinte: la probabilità di perdita di anche solo pochi centimetri alle estremità delle sezione avrebbe vanificato la significatività dei calcoli.

E' stato deciso di ottenere dei dati con un livello di dettaglio molto elevato, condizione molto rara per gli altri sondaggi studiati in passato; in particolare, il *range* temporale coperto da ciascun campione è non superiore a circa 12 anni. Essendo il tasso di sedimentazione elevato nell'intervallo di profondità in questione, ciascun campione, di volume di 1 cm³, conteneva il sedimento distribuito su 5 cm o 2 cm sulla lunghezza della sezione, sulla base del tasso di sedimentazione emerso dal modello età-profondità.

In particolare, il *range* temporale per ciascun campione è distribuito su 5 cm tra 22.87 e 23.89 m di profondità, e su 2 cm tra 23.96 e 24.97 m di profondità; nel punto in cui si passa da 5 a 2 cm si trovava il macroresto utilizzato per la datazione radiocarbonica corrispondente alla profondità di 23.92 m (5 435 - 5 050 cal yr BP 2σ, vedi § 8.1). I *range* temporali ottenuti per ciascun campione sono: 7.8 anni tra 22.87 e 23.27 m, 9.3 anni tra 23.47 e 23.89 m, 12.1 anni tra 23.93 e 23.95 m, 10.0 anni tra 24.02 e 24.95 m , 11.1 anni a 24.97 m.

Il trattamento di laboratorio dei campioni è quello in uso presso l'*Institute of Plant Sciences - University of Bern*; il protocollo è stato modificato a partire dalle indicazioni trovate in letteratura (Schlachter e Horn, 2010; Whitlock e Larsen, 2001).

Il campione di 1 cm³ di volume è stato trattato con mezzi chimici e meccanici in modo da eliminare o diminuire la presenza di elementi diversi dai carboni.

Il campione è stato posato in un contenitore di plastica con capienza di 40 ml.

Sono stati aggiunti 10 ml di sodio esametafosfato (Na(PO₃)₆) 10%, deflocculante in grado di disgregare il sedimento prevalentemente argilloso. I campioni sono risultati deflocculati dopo circa 12 ore, durante le quali sono stati periodicamente agitati.

Successivamente sono stati versati 10 ml di acqua ossigenata (H₂O₂) 17.5%, che all'interno della soluzione deflocculante precedentemente aggiunta ha assunto concentrazione di circa 5%. Questo passaggio serve per eliminare o schiarire i resti organici presenti nel campione, come i legni, che potrebbero rendere più difficoltoso il conteggio dei carboni, essendo alcuni legni molto scuri e a volte difficilmente distinguibili dai carboni. Dopo un tempo variabile tra le 4 e le 30 ore la reazione dell'acqua ossigenata con la sostanza organica contenuta è terminata.

Si è quindi proceduto a setacciare il liquido contenente il campione su setaccio con maglia di 100 μm . Il materiale raccolto nel setaccio è stato conservato nel contenitore originario in acqua distillata.

L'osservazione dei campioni è stata effettuata versando l'acqua che li contiene in una camera da conteggio di tipo *Bogorov*, costituita da un solco a 7 anse di larghezza di circa 5 mm distribuite su una tavoletta di plastica di dimensioni di circa 10 cm di lato; questa camera permette di contare agevolmente i frammenti di campione senza che questi si sovrappongano o si muovano, con il rischio di essere contati più volte o, al contrario, non conteggiati. L'ingrandimento del microscopio stereoscopico utilizzato per le analisi è di 40 X.

Per questi campioni sono stati analizzati anche i microcarboni.

L'influsso dei macrocarboni indica l'entità degli incendi avvenuti a scala locale, poiché carboni di dimensioni maggiori di 100 μm difficilmente si muovono nel suolo e vengono trasportati a lungo dall'aria: un'alta concentrazione di carboni di queste dimensioni è con ogni probabilità derivante dalla deposizione a breve distanza dal luogo dell'incendio.

13.3 I criteri di scelta dei *taxa* presi in esame per i calcoli statistici

Gli incendi, così come altre situazioni che comportano disturbi alle fitocenosi innescano delle successioni secondarie nella vegetazione. Questo tipo di successione accade quando vi è la distruzione totale o parziale di ambienti già colonizzati precedentemente.

In generale, dopo il disturbo si installano, nel primo anno, le piante pioniere opportuniste e le erbe si diffondono con rapidità negli ambienti liberati dagli alberi bruciati. Dopo 2 - 3 anni le piante presenti nella popolazione originaria e delle quali resta la ceppaia si rigenerano per via vegetativa e cominciano a raggiungere un portamento arbustivo; si diffondono anche gli arbusti eliofili con rapido accrescimento e diminuiscono le piante erbacee.

A partire dal quinto anno comincia la fase che porta alla stabilizzazione finale (*climax*) della fitocenosi: le giovani piante delle specie dominanti prima del disturbo, a crescita più lenta, cominciano a prevalere su quelle a rapido accrescimento.

Nel caso degli incendi, vi sono delle specie particolari che tendono a diffondersi con una certa velocità nelle prime fasi della ricolonizzazione: si tratta di erbe nitrofile e xerofile, che trovano ambienti resi per loro favorevoli proprio dal passaggio del fuoco.

Il ritorno ad uno stadio stabile uguale o simile a quello che esisteva prima dell'incendio è piuttosto rapido: in certi casi, 10-12 anni. La rapidità del turn-over dalla fase con piante pioniere alla fitocenosi originaria dipende dalla strategia riproduttiva delle specie dominanti prima dell'incendio. Se prevalevano piante con strategia riproduttiva vegetativa (da ceppaia) è veloce, se con riproduzione per semi attivati da fuoco (ad es. pino) è necessario più tempo, poiché le plantule devono raggiungere l'altezza di almeno 1,5 m prima di diventare competitive.

E' fondamentale considerare che incendi con frequenza inferiore a circa 10 anni provocano un troncamento della successione secondaria, che può interrompersi durante le prime fasi e quindi non raggiungere la fase di rigenerazione di una vegetazione stabile (vedi approfondimento in § 15.2.3). Per quanto riguarda le conifere come l'abete bianco, che non hanno meccanismi di difesa del fuoco simili a quelli del pino, incendi ripetuti eliminano poco alla volta gli esemplari su aree sempre più ampie e ne provocano la scomparsa anche a grande scala, soprattutto se gli incendi sono frequenti e intaccano la chioma (perdita dei semi).

Alla luce di queste considerazioni, le elaborazioni statistiche sono state effettuate su *taxa* scelti per i quali sono note caratteristiche ecologiche che le possono rendere indicatori di incendio. Lo scopo di questi calcoli è stato quello di stabilire se vi sono correlazioni statisticamente valide tra gli andamenti delle % di presenza delle specie e di quelli dell'influsso dei microcarboni.

Le entità tassonomiche scelte sono:

- 1) specie pioniere, che si installano su suoli liberati dalla vegetazione;
- 2) piante nitrofile, che colonizzano velocemente i substrati dove c'è stato un incendio;
- 3) specie xerofile, mediterranee e sub-mediterranee, che abitano luoghi con terreno arido e aria secca;
- 4) specie sensibili al fuoco, che impedisce la loro rigenerazione;
- 5) specie la cui diffusione è talvolta favorita dagli incendi e *taxa* resistenti al fuoco grazie al ricaccio da ceppaia;
- 6) piante eliofile, che si diffondono in aree aperte;
- 7) piante erbacee commestibili (insalate), favorite dall'uomo nella diffusione e/o coltivate con l'uso del fuoco;
- 8) funghi carbonicoli, che possono dare un'indicazione, seppur a semplice livello qualitativo, di avvenuti incendi.

Le piante pioniere opportuniste sono specie adattate a insediarsi in aree che si ritrovano a essere spoglie dalla vegetazione a causa di un evento che ha disturbato una fitocenosi. Le specie arboree principali sono ontano, betulla e carpino bianco (quest'ultima è pioniera soprattutto dopo

i disboscamenti - cf. Ehrendorfer, 1995); si segnalano poi l'arbusto *Hippophaë* e le erbacee *Chenopodiaceae*.

Le piante nitrofile (ad es. *Asteraceae*, *Cichorioideae*, *Cruciferae*, *Mentha* type) sono favorite nella diffusione rispetto alle specie che non lo sono poiché in seguito a un incendio aumenta il tasso di nitrificazione e la disponibilità di nitrati. Questo accade principalmente a causa dell'innalzamento del pH del suolo, fatto che accade quando piove sulla cenere depositata a terra dopo l'incendio. L'acqua rende mobili i cationi contenuti nella cenere e li fa percolare nel terreno incrementando la loro quantità nel suolo; tra i cationi vi sono anche gli ioni idrogeno che aumentando fanno crescere il pH e quindi acidificano il suolo. L'acidità tende a far aumentare l'attività microbica e quindi la disponibilità di nutrienti, tra i quali i nitrati.

Dopo un incendio, a causa del calore provocato dalla combustione, si stabiliscono delle condizioni per cui i terreni sono asciutti e l'atmosfera diventa secca: queste caratteristiche ecologiche rendono l'ambiente molto adatto alla diffusione di specie xerofile (artemisia, *Chenopodiaceae*, efedra, *Hippophaë*), alle quali spesso si accompagnano specie mediterranee (ulivo, lialtro, terebinto) e sub-mediterranee (carpino nero).

Le specie sensibili al fuoco sono le piante che sono in grado di rigenerarsi solamente tramite seme e che quindi hanno difficoltà o impossibilità di dare vita a nuovi individui quando sono colpite in parte o completamente le chiome: in questi casi le foglie e i semi vengono bruciati, oppure la pianta colpita muore e i semi non vengono dispersi. Gli incendi di chioma sono frequenti nei boschi di conifere, che sfortunatamente sono incapaci di rigenerarsi dalla ceppaia; la maggior parte delle conifere produce e contiene resina all'interno dei propri tessuti, sostanza chimicamente costituita da terpeni, molto infiammabili. Una conifera molto sensibile al fuoco è l'abete bianco che, in base a quanto segnalato in letteratura, è scomparso proprio soprattutto a causa di questa sua debolezza (vedi cap.6).

Alcune conifere però hanno sviluppato dei meccanismi di difesa: i semi dei pini sono racchiusi in pigne dalle squame fortemente lignificate, che spesso cadono al suolo ancora chiuse. Solitamente il fuoco non riesce a danneggiare i semi, efficacemente protetti, e in più le temperature elevate che si raggiungono durante gli incendi causano l'apertura delle pigne favorendo la dispersione dei semi stessi. Il pino è considerato anche una pianta pioniera che si diffonde facilmente in aree prive di vegetazione.

Qualcosa di analogo avviene per la betulla, anch'essa specie pioniera, i cui semi vengono dispersi con efficacia durante un incendio a causa delle correnti convettive generate dal riscaldamento dell'aria causato dal fuoco. Per il pino e la betulla, quindi, la rigenerazione della popolazione colpita dal fuoco è talvolta favorita dagli incendi stessi.

Molte specie di latifoglie sono resistenti al fuoco in quanto sono in grado di effettuare anche una riproduzione vegetativa; possono quindi rigenerarsi a partire dalla ceppaia o dalle radici che si conservano quando l'incendio ha coinvolto solo le chiome, emettendo polloni velocemente. I polloni che si formano nella parte bassa della ceppaia hanno origine da gemme proventizie o dormienti, che si trovano sotto la corteccia, collegate con il midollo del fusto, del ramo o della radice. I polloni possono aver origine anche da gemme avventizie che si formano in seguito a un trauma in corrispondenza del callo cicatriziale; in questo caso i polloni sono meno stabili. Le specie che hanno una capacità pollonifera (quantità e vitalità delle gemme prodotte, dunque potenzialità di emissione di polloni) alta sono: castagno, querce, faggio, ontani, carpino nero. Si è osservato che, per le querce caducifoglie, oltre 40-45 cm di dimensioni delle ceppaie si hanno problemi di ricaccio.

Anche la felce aquilina è in grado di rigenerarsi a partire dai rizomi anche se la parte aerea è stata bruciata; dopo un incendio nascono rapidamente nuovi ricacci che colonizzano completamente il terreno. In generale, tende a diffondersi nelle zone in cui il sottobosco è impoverito: in queste condizioni il suolo si acidifica a causa della modesta umificazione da parte della sostanza organica.

Gli arbusti eliofili intervengono in quantità nella vegetazione secondaria in quanto gli incendi aprono aree, eliminando rami e foglie che oscurano il suolo: queste piante, come il nocciolo, la vite e alcune *Rosaceae* (melo, pero, prugnolo selvatico, biancospino) trovano zone ben illuminate per diffondersi. Lo stesso discorso vale per le erbe in generale e per alcune in particolare che hanno esigenze spiccatamente eliofile (*Asteraceae*, *Rubiaceae*).

Le piante erbacee spontanee commestibili (insalate) sono alcune specie appartenenti a *Asteraceae* (tra le quali le cicorie selvatiche appartenenti alle *Cichorioideae*), a *Caryophyllaceae*, a *Crucifere* e al genere *Valeriana*; di esse vengono comunemente utilizzate le foglie, i germogli o anche i fiori crudi o cotti (Viggiani, 2011). Le insalate venivano raccolte nell'antichità insieme a frutti, radici e tuberi secondo un criterio di facilità e disponibilità di raccolta; successivamente si osservò che gli incendi spontanei, provocati dai fulmini, determinano lo sviluppo di vegetazione erbacea in parte commestibile, essendo *taxa* eliofili e nitrofilo: l'uomo ha quindi gradualmente cominciato a riprodurre questo processo naturale vantaggioso (Forni, 2011). Così, già prima del Neolitico, i raccoglitori cominciarono a praticare "l'ignicoltura", che consisteva nel dare fuoco a una determinata area di bosco al fine di favorire la crescita spontanea di insalate, senza intervenire con pratiche di lavorazione del terreno e semina. In italiano questa pratica dovrebbe corrispondere grosso modo all'*abbruciare* del classico dizionario agricolo cinquecentesco di Camillo Tarello da Lonato, da lui intitolato "Ricordo d'agricoltura" (1567). A

partire dal Neolitico si incominciò ad adottare la tecnica “*slash and burn*”, che prevedeva il taglio degli alberi prima dell’incendio; seguivano una lavorazione almeno rudimentale per omogeneizzare il suolo, effettuata con erpici, e poi la semina, che denota il passaggio a tecniche agricole vere e proprie. Il passaggio a questo tipo di attività andò di pari passo con l’evoluzione sul piano tecnologico consistita nell’uso di strumenti da taglio per disboscare e di zappe per la lavorazione del terreno. Un altro nome utilizzato per denominare questa tecnica è “*swidden*”; storici, linguisti, paleoagronomi, quali Schneider e Sigaut, oltre ad altri specialisti (etnografi, paleobotanici ecc.) hanno posto in evidenza la derivazione delle parole *Schweiz* (Svizzera) e *Schweden* (Svezia) da “*swidden*”: questa pratica era infatti diffusa anche nei paesi dell’Europa settentrionale e centrale e del versante settentrionale delle Alpi. Anche attualmente questa tecnica colturale è in uso in piccoli contesti rurali in Italia.

Infine, vi sono alcuni funghi (entità tassonomiche delle spore fossili di funghi: *Gelasinospora* sp. e *Neurospora crassa*) che si sviluppano proprio sui residui di vegetali carbonizzati.

13.4 Le elaborazioni statistiche

Per l’analisi dei microcarboni nell’intera sequenza è stato calcolato l’influsso poi riportato nel diagramma pollinico (§ 10.7) per evidenziarne l’andamento in rapporto alle specie, alla suscettività magnetica e agli andamenti reciproci di alberi, arbusti ed erbe; le osservazioni sono riportate nel § 15.2.1.

Per l’analisi di micro e macrocarboni nei campioni contigui per la sequenza ad alta risoluzione è stato adottato il metodo sopra descritto e in aggiunta l’elaborazione statistica che permette di studiare statisticamente gli effetti degli incendi sulle specie individuate, cioè la *time series analysis* (ad es. Green, 1981; Tinner et al., 1999; Gobet *et al.*, 2003; Colombaroli *et al.*, 2009) con *cross correlation* (Barhenberg *et al.*, 1992). Questo metodo calcola i coefficienti di correlazione tra le due variabili (influsso dei micro o macrocarboni e il singolo *taxon* per ogni *lag*, cioè per ogni *range* temporale definito).

Per effettuare queste analisi è stato utilizzato il *software* Mystat 12.02.00; il grafico che viene elaborato riporta sull’asse X i *lag* e sull’asse Y il coefficiente di correlazione; le colonne blu indicano il valore del coefficiente di correlazione risultato per ciascun *lag* e quando è al di sopra (per i valori positivi) o al di sotto (per i valori negativi) della linea rossa tale valore è statisticamente significativo (intervallo di confidenza di 95.5%). Nei grafici che si ottengono la

parte con i *lag* negativi indica l'effetto della seconda variabile sulla prima variabile, in quella con i *lag* positivi l'effetto della prima variabile sulla seconda.

Le analisi sono state effettuate sulla finestra più antica (W-4) e unendo le finestre più recenti (W-1 e W-2), perché il numero di campioni di ciascuna finestra sarebbe stato troppo basso per elaborare una *time series analysis* consistente. In questo caso le due finestre sono separate da uno *hiatus* di circa 10 cm (circa 16 anni), corrispondente al sedimento incluso tra le estremità delle due sezioni che contenevano le finestre. Il problema dello *hiatus* deve essere preso in seria considerazione perché può influenzare la significatività statistica dei risultati ottenuti: di norma si necessita di campioni contigui ed equidistanti tra loro e di dati stazionari, cioè che non delineino un *trend* nella serie (ad esempio espansione o declino di una specie (Green, 1981).

La finestra W-3 non è stata sottoposta a *time series analysis* poiché è risultata capovolta in base alle caratteristiche paleomagnetiche (vedi cap.3).

Per questo genere di analisi statistica sarebbe auspicabile un numero di campioni più elevato, ma il metodo è stato comunque applicato perché fornisce risultati statisticamente validi almeno per una porzione di sequenza, molto interessante per quanto riguarda la storia dell'abete bianco e l'ecologia delle successioni secondarie avviate dopo incendi (finestra W-4).

Di seguito si riporta una tabella che mostra i *taxa* di piante e funghi che in letteratura risultano essere affetti, in modo positivo o negativo, dagli eventi di incendio (vedi anche fig.n°1). Sono stati anche inclusi *taxa* riferibili a condizioni climatiche che possono aver favorito gli incendi o che possono essere state favorite dalle condizioni microclimatiche causate dagli incendi (piante xerofile e (sub) mediterranee) e ad attività antropiche che segnalano disboscamento anche con l'uso del fuoco (piante eliofile), come illustrato in dettaglio nel § 13.3). Le *time series analyses* sono state effettuate comunque su tutti i *taxa* di alberi, arbusti, erbe, felci e funghi, sulla suscettività magnetica, sulla ricchezza di specie, sulla *evenness*, sulla somma di alberi, arbusti ed erbe. Inoltre, sono stati comparati tra loro anche l'influsso dei microcarboni e quello dei macrocarboni.

pioneer plants	nitrophilous plants	xerophilous plants	mediterranean/sub-mediterranean plants	fire - intolerant plants	fire - tolerant/ fire - favoured plants	heliophilous plants	salads	carboniculous fungi
<i>Alnus</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Ephedra dystachia</i> type	<i>Olea</i>	<i>Abies alba</i>	<i>Alnus</i>	<i>Corylus</i>	<i>Asteraceae</i>	<i>Gelasinospora</i> sp.
<i>Betula</i>	<i>Asteraceae</i>	<i>Ephedra fragilis</i> type	<i>Ostrya</i> type	<i>Fagus</i>	<i>Betula</i>	<i>Phyllirea</i>	<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Neurospora</i>
<i>Carpinus</i>	<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Hippophaë</i>		<i>Fraxinus</i>	<i>Pinus sylvestris/mugo</i>	<i>Pistacia</i>	<i>Cichorioideae</i>	
	<i>Chenopodiaceae</i>		<i>Phyllirea</i>	<i>Quercus</i> (deciduous)		<i>Vitis</i>	<i>Cruciferae</i>	
<i>Hippophaë</i>	<i>Cichorioideae</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Pistacia</i>	<i>Salix</i>			<i>Valeriana officinalis</i> type	
	<i>Cruciferae</i>	<i>Chenopodiaceae</i>				<i>Asteraceae</i>		
<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Mentha</i> type		<i>Euphorbia</i>	<i>Corylus</i>		<i>Filipendula</i>		
	<i>Plantago lanceolata</i>					<i>Polygala</i>		
	<i>Rosaceae</i>			<i>Pteridium aquilinum</i>		<i>Rosaceae</i>		
	<i>Rubiaceae</i>					<i>Rubiaceae</i>		
	<i>Rumex acetosella</i> type					<i>Valeriana officinalis</i> type		
	<i>Rumex obtusifolius</i> type							
	<i>Urtica</i>							

Specie	Sensibilità al fuoco	Osservazioni
<i>Abies alba</i>	abete bianco estremamente sensibile	In caso di incendi frequenti non sopravvive neanche attraverso i semi, in quanto le giovani generazioni non arrivano a maturità sessuale
<i>Acer sp.</i>	acero relativamente sensibile	
<i>Alnus sp.</i>	ontano relativamente resistente	In grado di ricacciare dal ceppo
<i>Betula pendula</i>	betulla resistente	soprattutto a partire da uno stadio di sviluppo avanzato, grazie alla corteccia spessa
<i>Castanea sativa</i>	castagno resistente	In grado di ricacciare dal ceppo e, in età avanzata, forma una corteccia spessa. Non sopporta frequenze troppo elevate di incendio
<i>Corylus avellana</i>	nocciolo resistente	In grado di ricacciare dalla base, ma non sopporta frequenze troppo alte di incendio
<i>Fagus sylvatica</i>	faggio sensibile	boschi puri di faggio riescono a inibire il fronte di fiamma grazie alla lettiera molto compatta; come singola pianta è però estremamente sensibile
<i>Fraxinus sp.</i>	frassino sensibile	
<i>Quercus sp.</i>	quercia relativamente resistente	resistente grazie alla corteccia spessa e anche in grado di ricacciare dal ceppo
<i>Robinia pseudoacacia</i>	robinia resistente	In grado di ricacciare dalle radici; semi sopravvivono nel terreno
<i>Salix sp.</i>	salice relativamente resistente	In grado di ricacciare dalle radici
<i>Tilia sp.</i>	tiglio molto sensibile	
<i>Ulmus sp.</i>	olmo molto sensibile	
<i>Pteridium aquilinum</i>	felce aquilina resistenza passiva	perde la parte aerea ma si rigenera in massa a partire dai rizomi
<i>Hedera helix</i> <i>Ilex aquifolium</i> etc.	edera, agrifoglio e altri sempreverdi molto sensibile	le parti verdi subiscono lesioni letali e gli individui, soprattutto se giovani, non hanno possibilità di sostituirle

Fig.n° 1: tabella illustrante il grado di sensibilità al fuoco di alcune specie sulla base delle informazioni disponibili in letteratura (Conedera e Moretti, 2005).

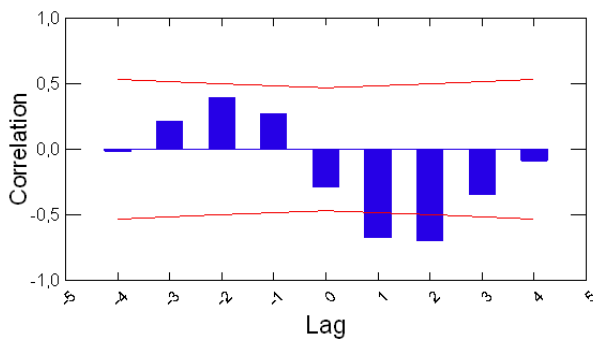
Di seguito si riportano i correlogrammi elaborati sui 17 campioni contenuti nella finestra più antica (W-4), che copre un periodo di 172 anni, tra 5 771 e 5 599 cal yr BP. I *lag* definiti sono ± 4 (4 positivi e 4 negativi) e ciascuno di essi corrisponde a 43 anni. I risultati delle analisi su questi campioni sono significative dal punto di vista statistico perché tutti i campioni sono contigui. Sono riportati i grafici in cui vi è significatività statistica nelle correlazioni delle variabili con l'influsso dei micro e macrocarboni (colorati). Sono riportati, per fare un confronto, anche i grafici con correlazioni non significative (in bianco e nero) nel caso in cui per uno dei due influssi si sia rilevata significatività. I correlogrammi sono commentati nel § 15.2.1 e nel § 16.2.2.

MICROCHARCOAL

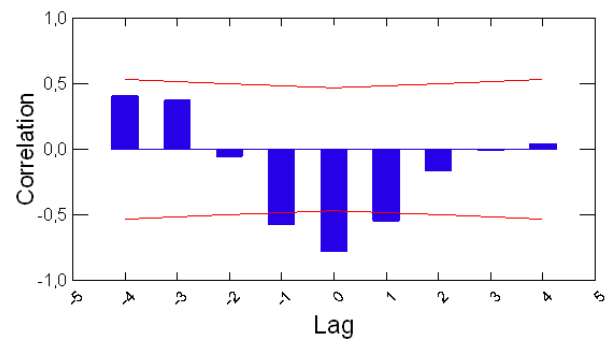
MACROCHARCOAL

VS PLANT TAXA

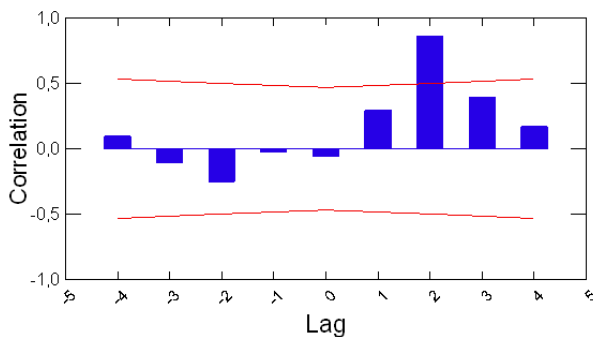
microcharcoal influx vs Abies alba



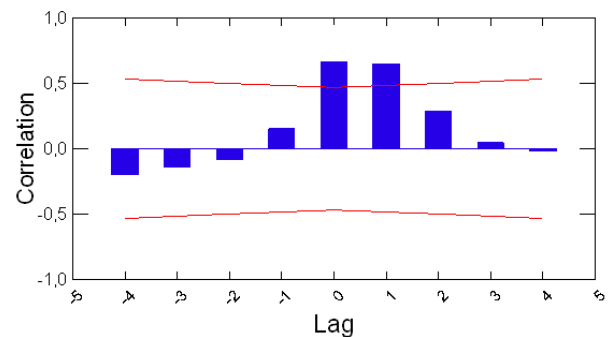
macrocharcoal influx vs Abies alba



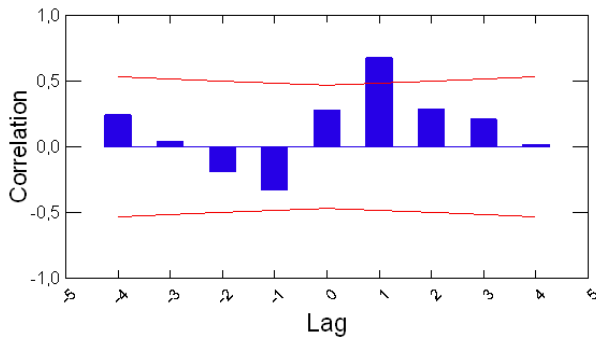
microcharcoal influx vs Acer



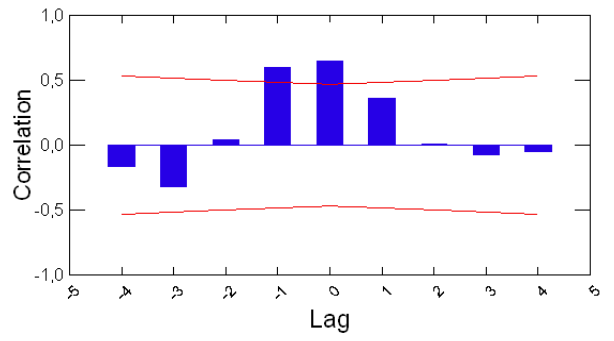
macrocharcoal influx vs Acer



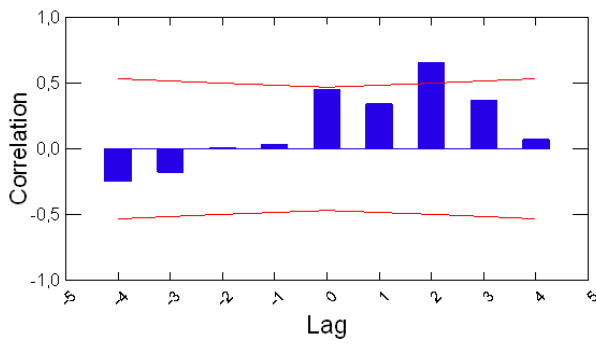
microcharcoal influx vs *Alnus glutinosa* t.



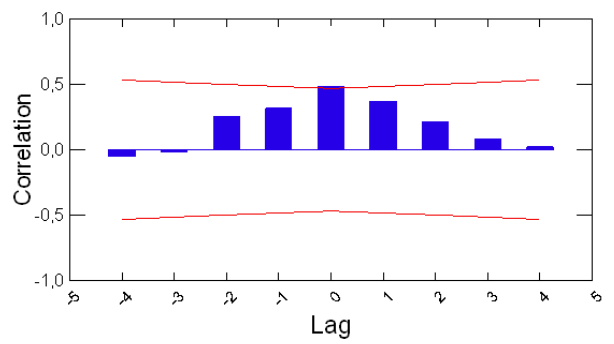
macrocharcoal influx vs *Alnus glutinosa* t.



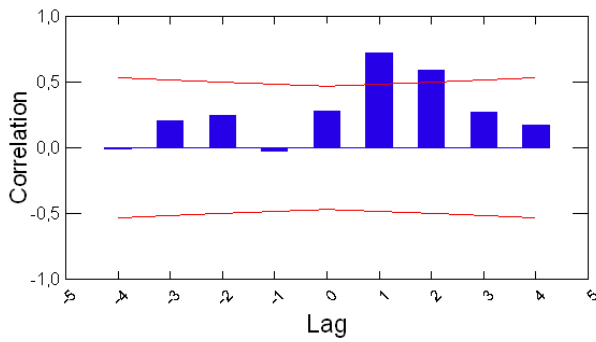
microcharcoal influx vs *Betula*



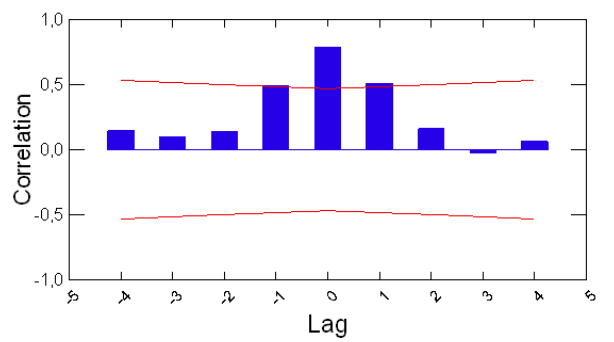
macrocharcoal influx vs *Betula*



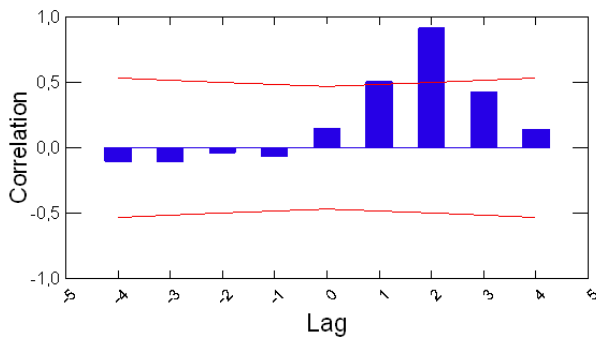
microcharcoal influx vs *Carpinus*



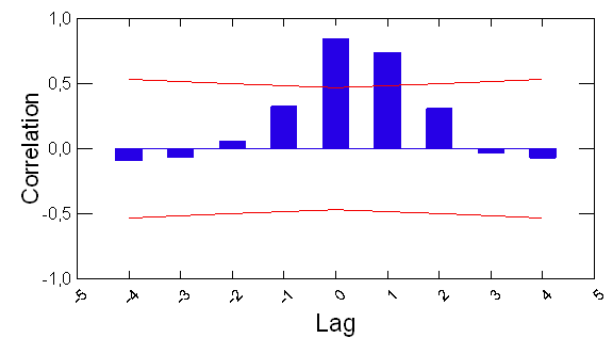
macrocharcoal influx vs *Carpinus*



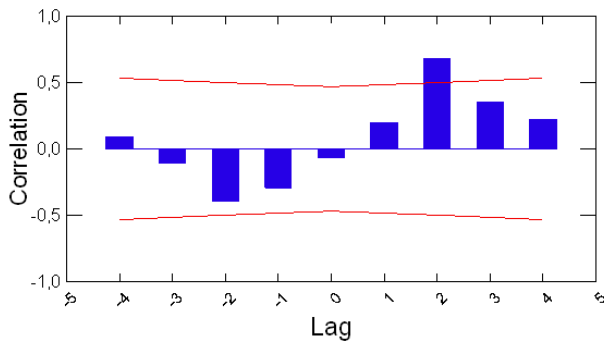
microcharcoal influx vs *Fagus*



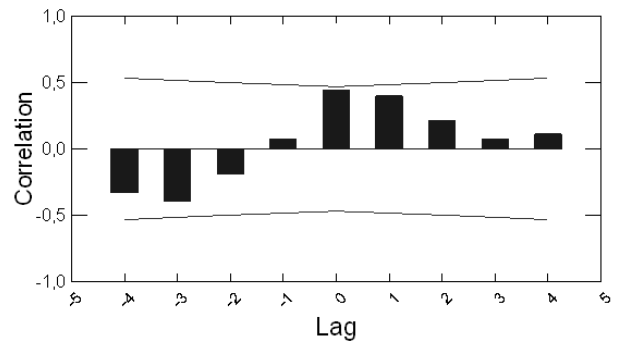
macrocharcoal influx vs *Fagus*



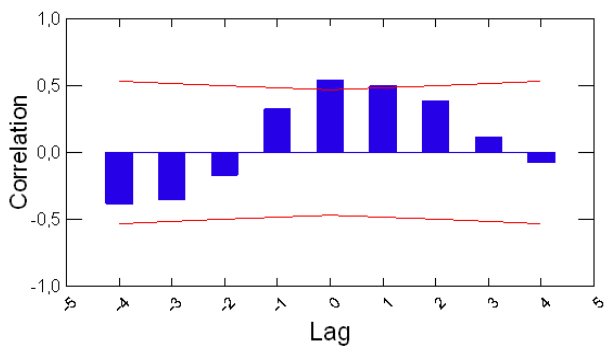
microcharcoal influx vs Quercus (deciduous)



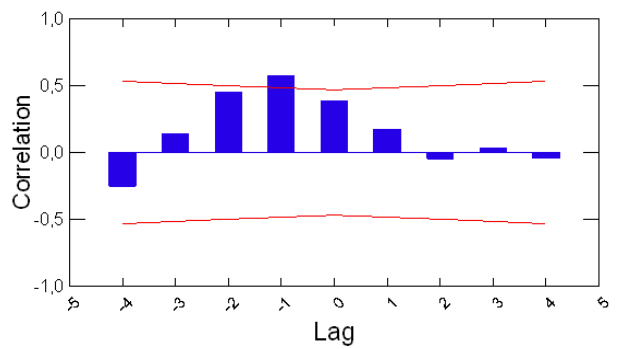
macrocharcoal influx vs Quercus (deciduous)



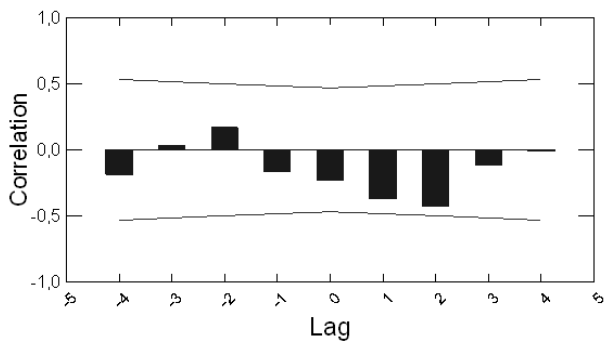
microcharcoal influx vs Picea abies



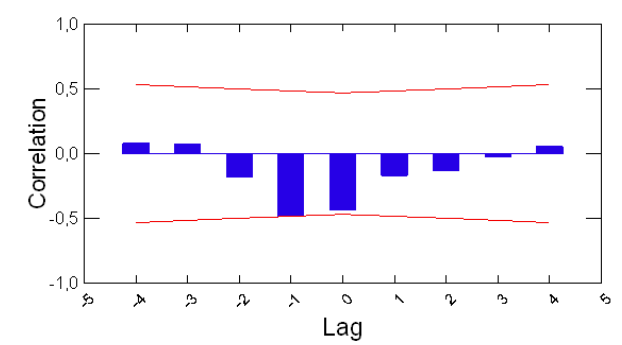
macrocharcoal influx vs Picea abies



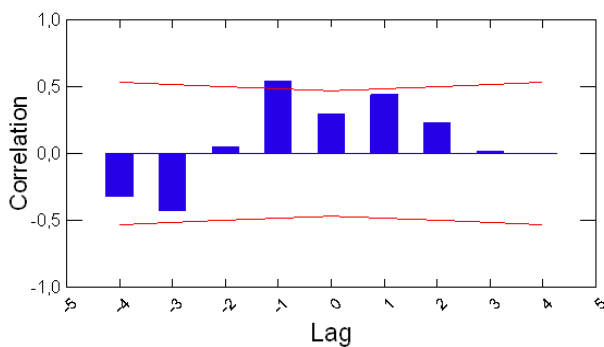
microcharcoal influx vs Pinus cembra



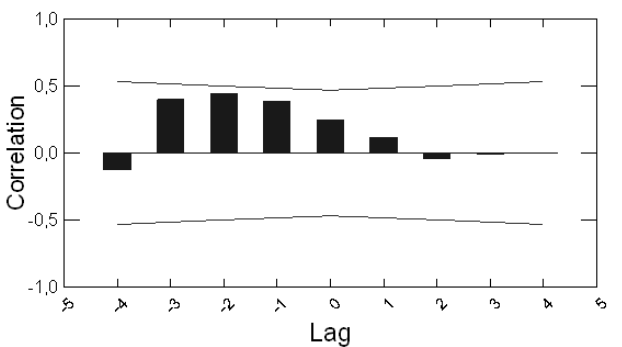
macrocharcoal influx vs Pinus cembra t.



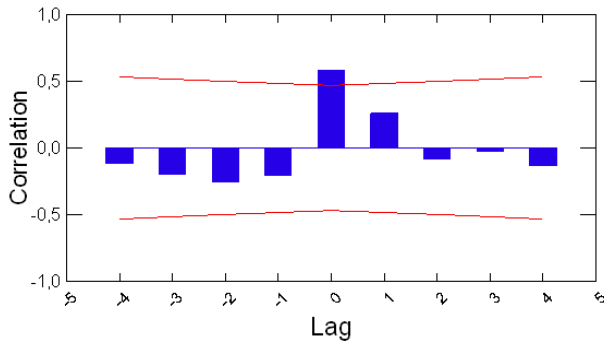
microcharcoal influx vs Pinus sylvestris/mugo



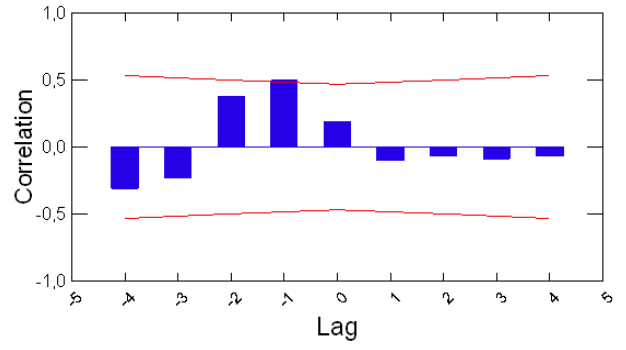
macrocharcoal influx vs Pinus sylvestris/mugo t.



microcharcoal influx vs Salix



macrocharcoal influx vs Salix

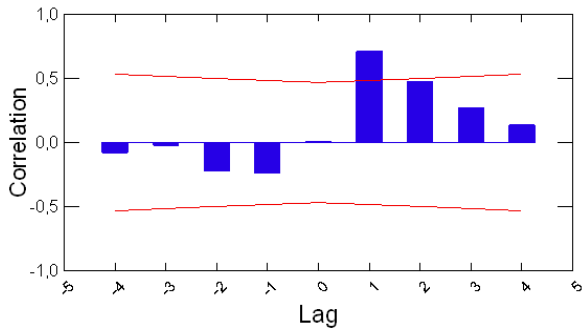


MICROCHARCOAL

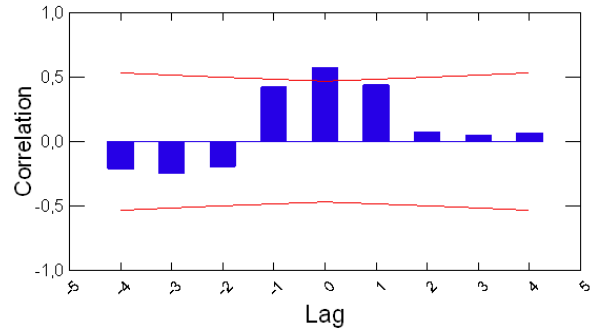
MACROCHARCOAL

VS HERB TAXA

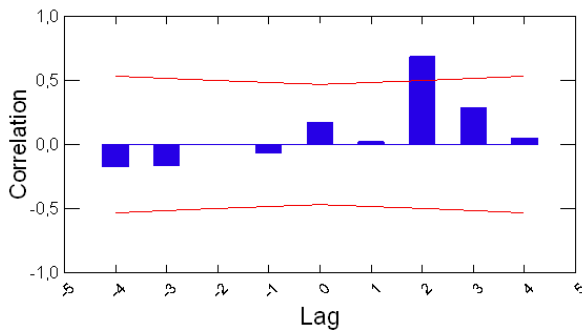
microcharcoal influx vs Apiaceae



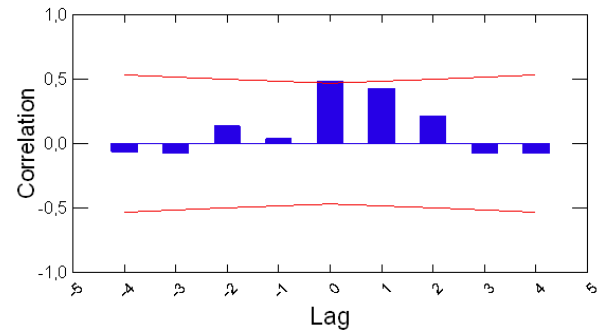
macrocharcoal influx vs Apiaceae



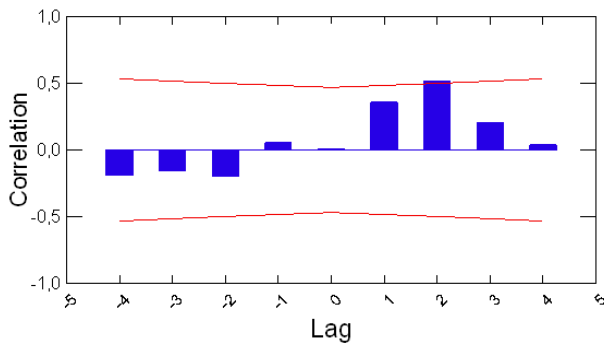
microcharcoal influx vs Asteraceae



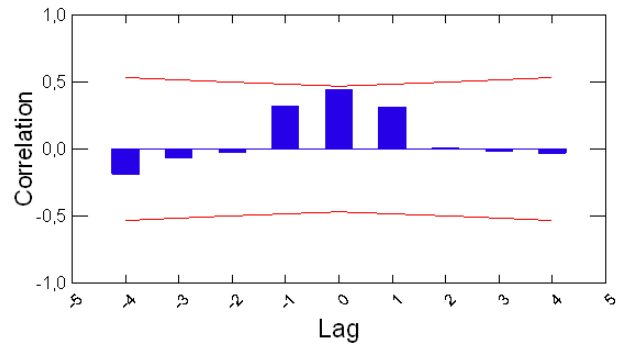
macrocharcoal influx vs Asteraceae



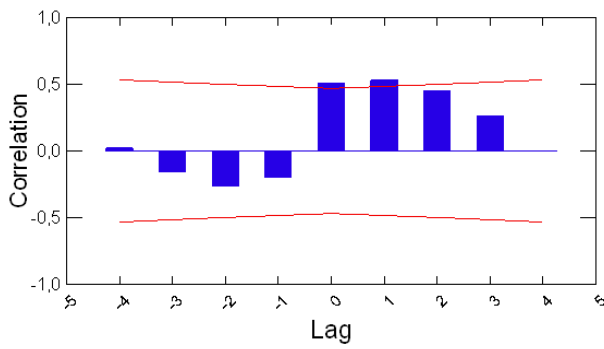
microcharcoal influx vs Cerealia t.



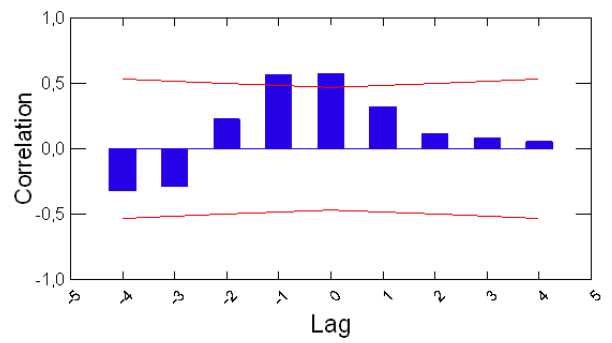
macrocharcoal influx vs Cerealia t.



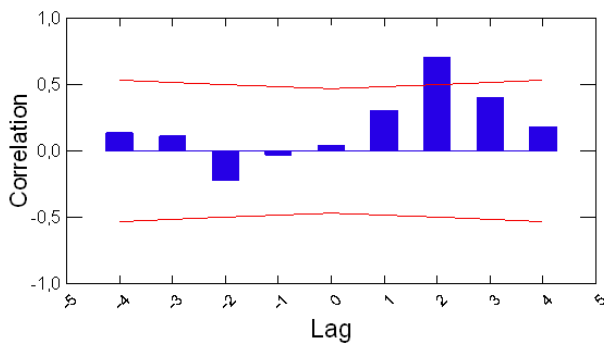
microcharcoal influx vs Chenopodiaceae



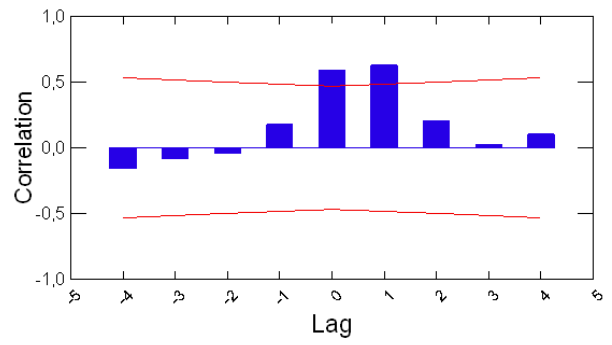
macrocharcoal influx vs Chenopodiaceae



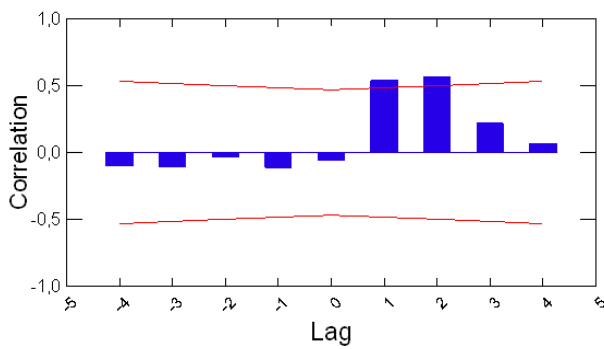
microcharcoal influx vs Cichorioideae



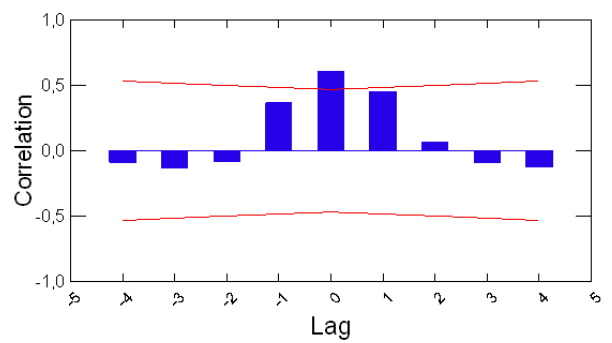
macrocharcoal influx vs Cichorioideae



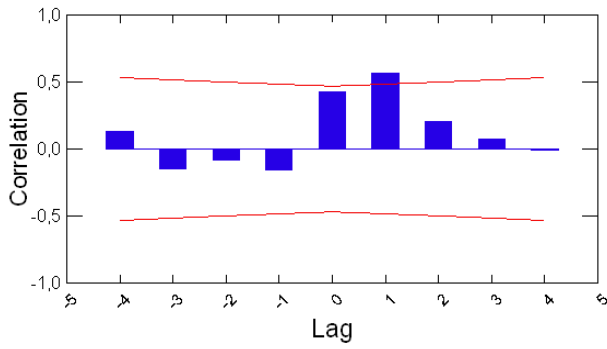
microcharcoal influx vs Cruciferae



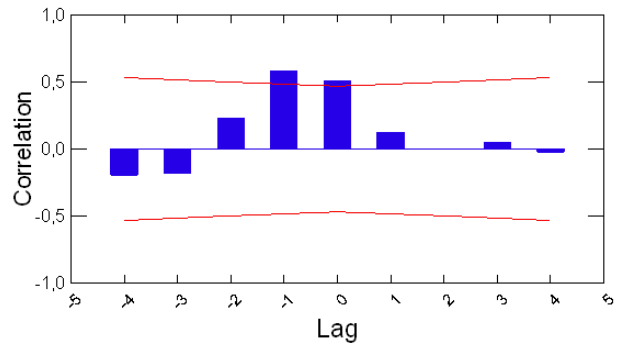
macrocharcoal influx vs Cruciferae



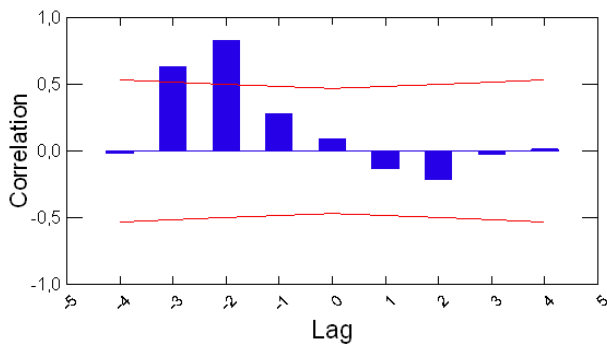
microcharcoal influx vs Labiatae



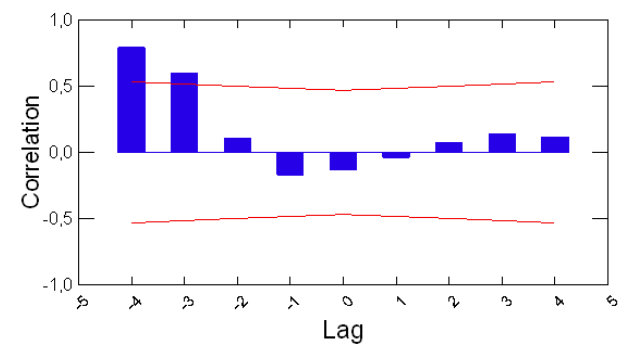
macrocharcoal influx vs Labiatae



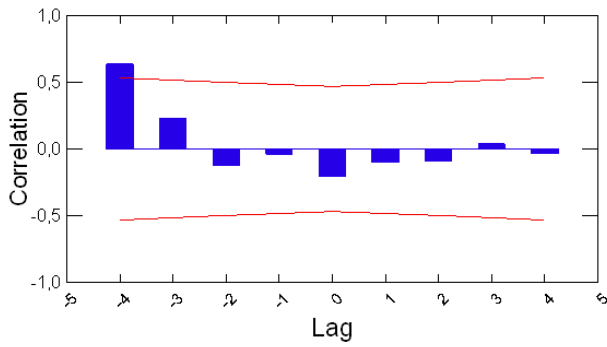
microcharcoal influx vs Liliaceae t.



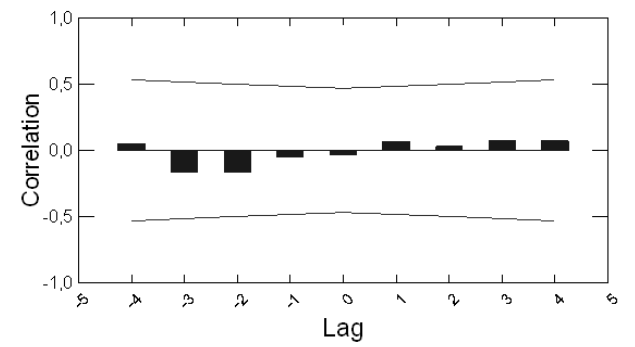
macrocharcoal influx vs Liliaceae t.



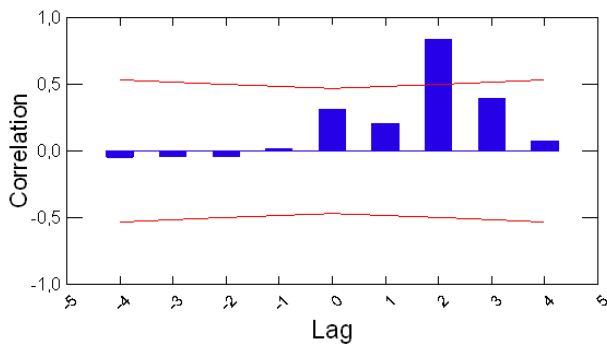
microcharcoal influx vs Lysimachia vulgaris



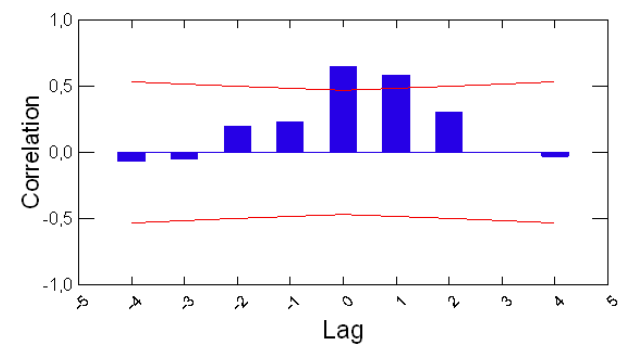
macrocharcoal influx vs Lysimachia vulgaris



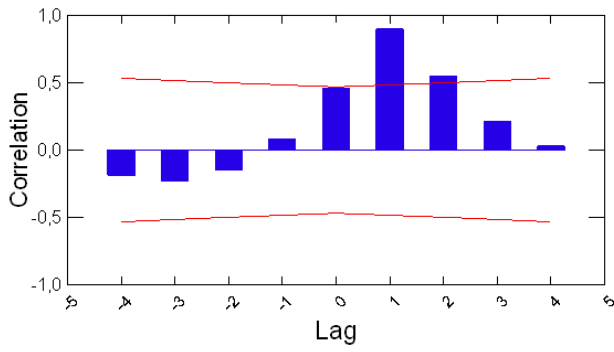
microcharcoal influx vs Mentha t.



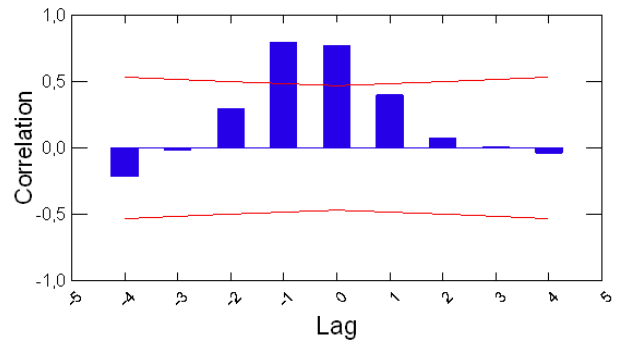
macrocharcoal influx vs Mentha t.



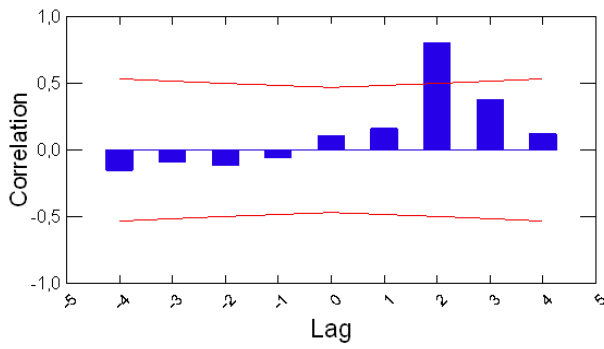
microcharcoal influx vs Poaceae



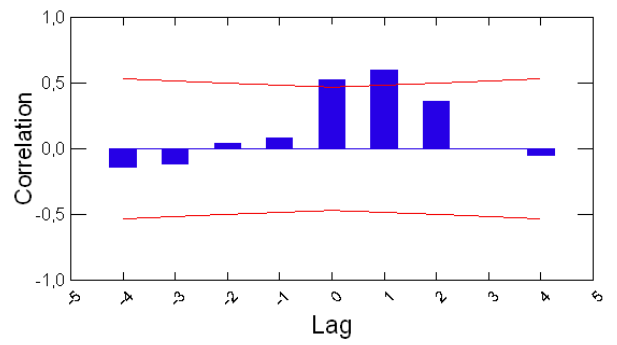
macrocharcoal influx vs Poaceae



microcharcoal influx vs Urtica



macrocharcoal influx vs Urtica

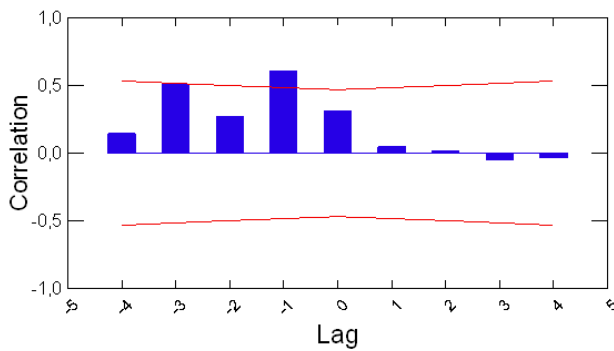


MICROCHARCOAL

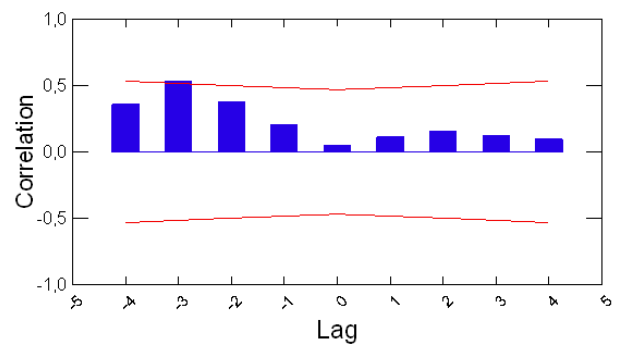
MACROCHARCOAL

VS FUNGI TAXA

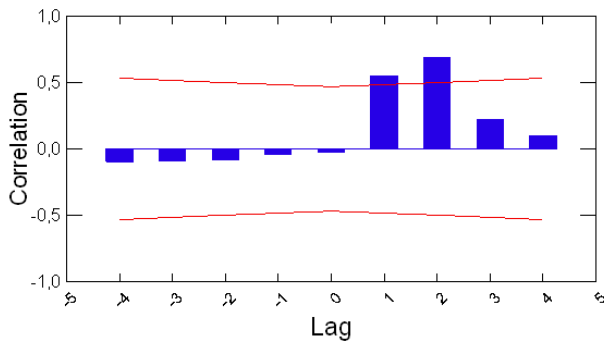
microcharcoal influx vs Coniochaeta sp.



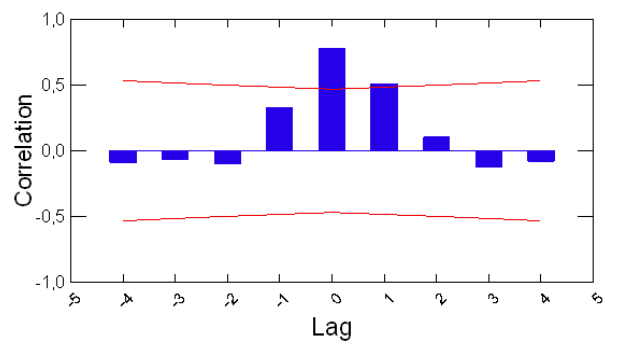
macrocharcoal influx vs Coniochaeta sp.



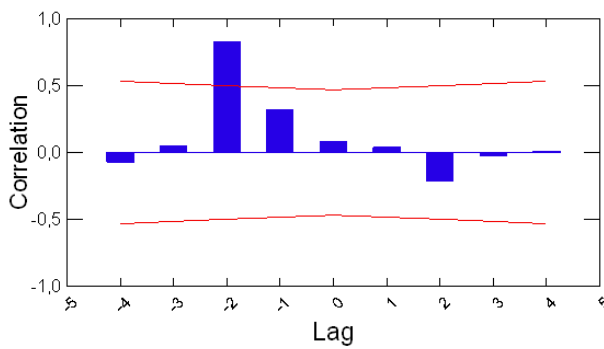
microcharcoal influx vs *Gelasinospora* sp.



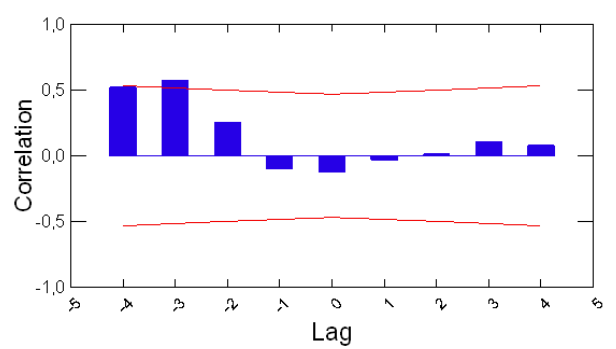
macrocharcoal influx vs *Gelasinospora* sp.



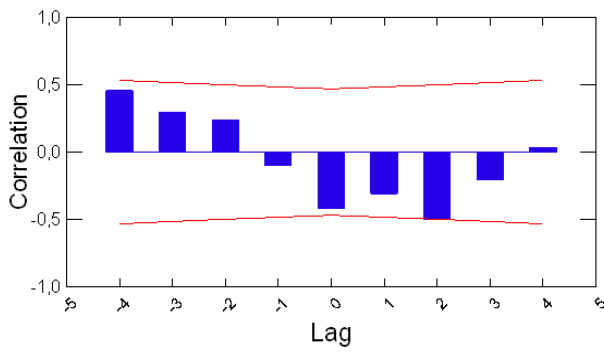
microcharcoal influx vs *Geoglossum sphagnophilum*



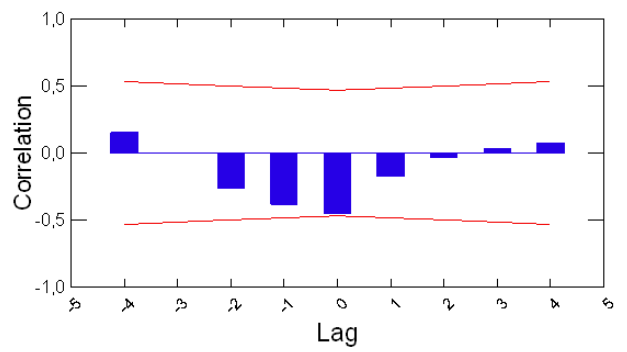
macrocharcoal influx vs *Geoglossum sphagnophilum*



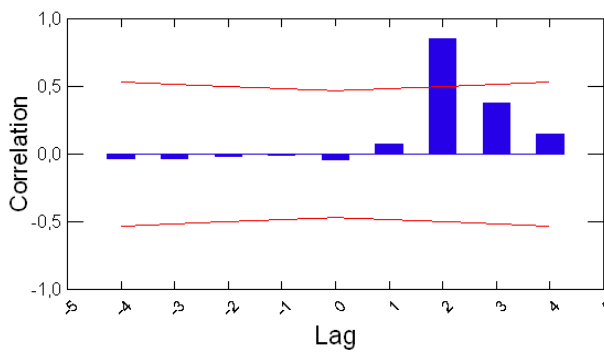
microcharcoal influx vs *Meliola ellisii*



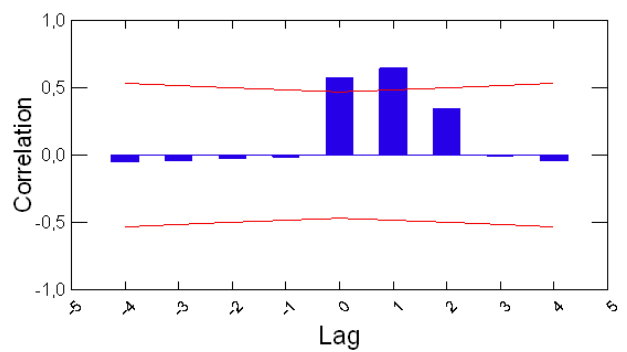
macrocharcoal influx vs *Meliola ellisii*



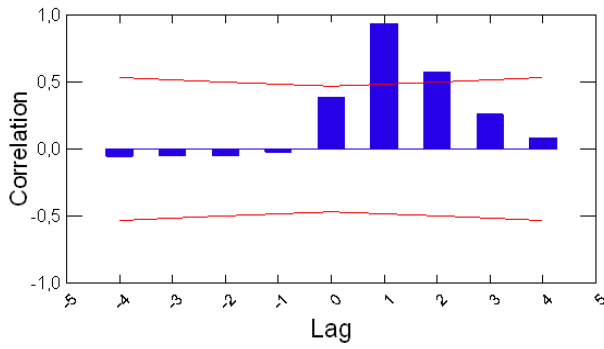
microcharcoal influx vs *Neurospora crassa*



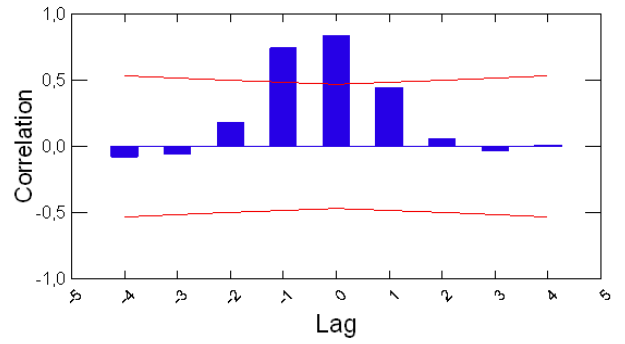
macrocharcoal influx vs *Neurospora* sp.



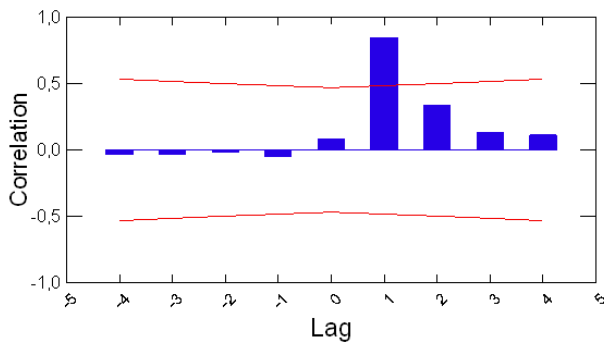
microcharcoal influx vs *Sordaria* sp.



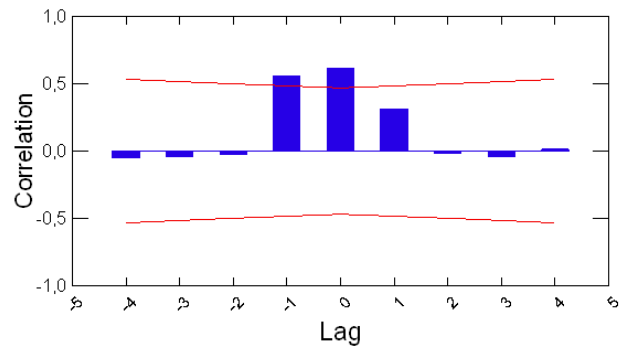
macrocharcoal influx vs *Sordaria* sp.



microcharcoal influx vs *Sporormiella* sp.



macrocharcoal influx vs *Sporormiella* sp.

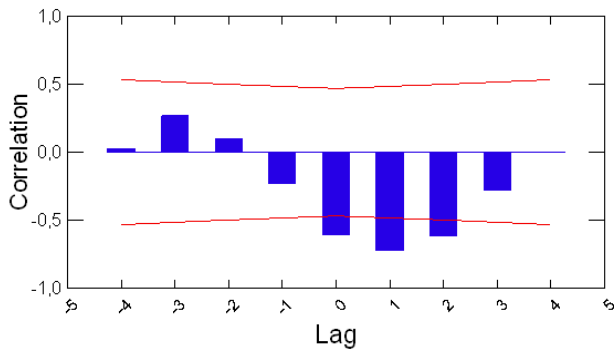


MICROCHARCOAL

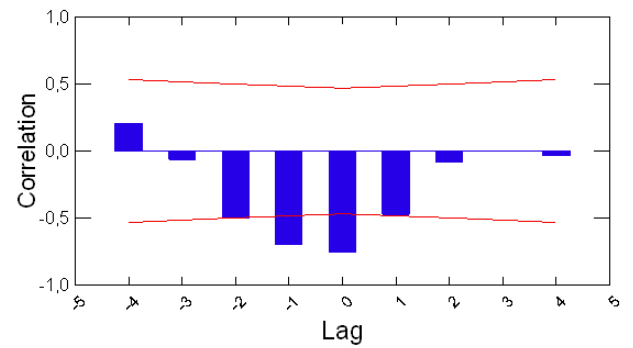
MACROCHARCOAL

VS FERN TAXA

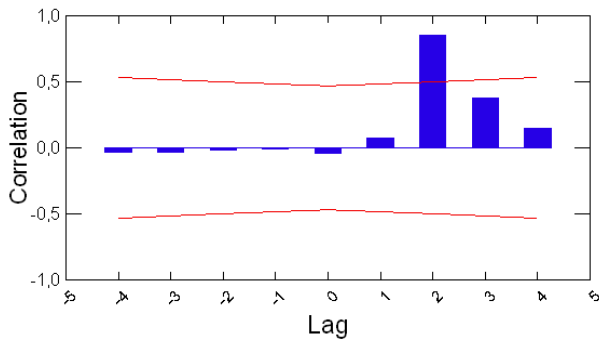
microcharcoal influx vs monolete spores



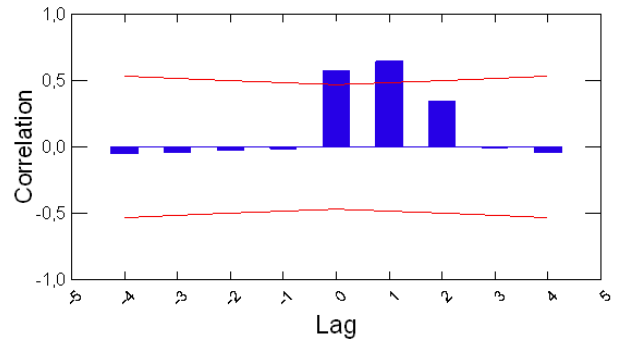
macrocharcoal influx vs monolete spores



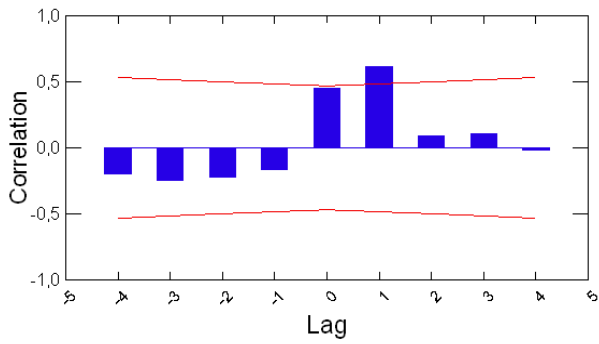
microcharcoal influx vs *Osmunda regalis*



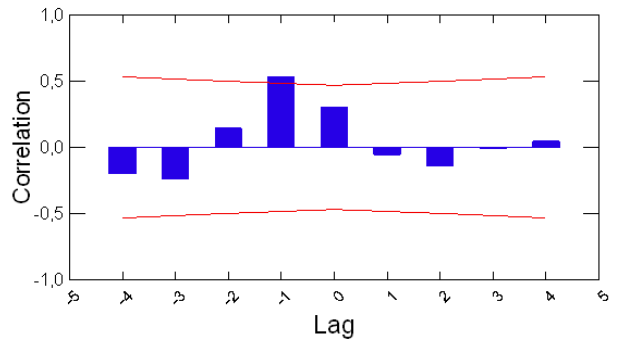
macrocharcoal influx vs *Osmunda regalis*



microcharcoal influx vs *Pteridium aquilinum*



macrocharcoal influx vs *Pteridium aquilinum*

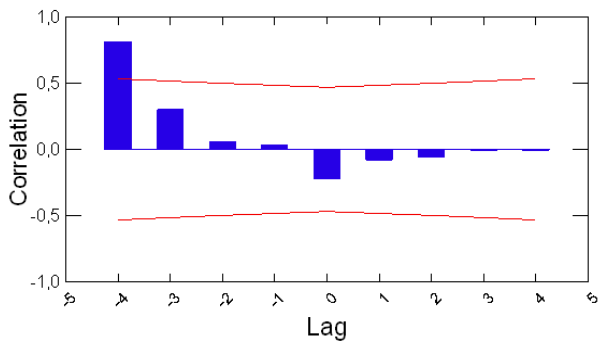


MICROCHARCOAL

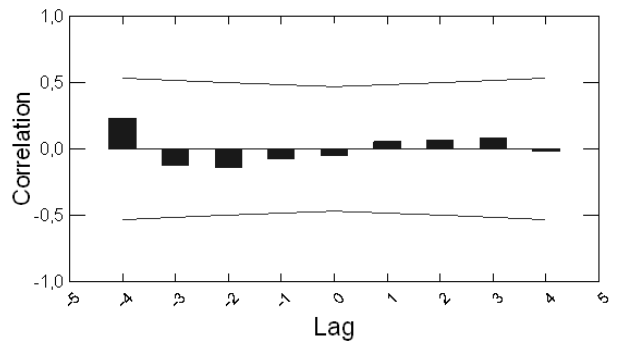
MACROCHARCOAL

VS LYCOPHYTE TAXA

microcharcoal influx vs *Selaginella selaginoides*



macrocharcoal influx vs *Selaginella selaginoides*

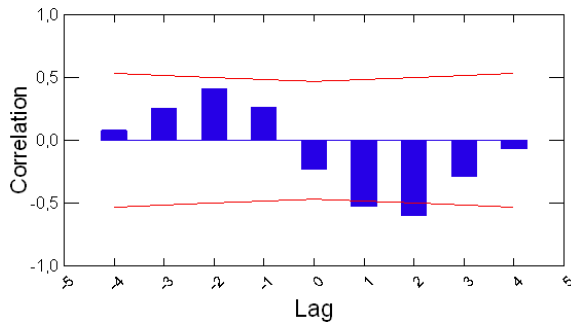


MICROCHARCOAL

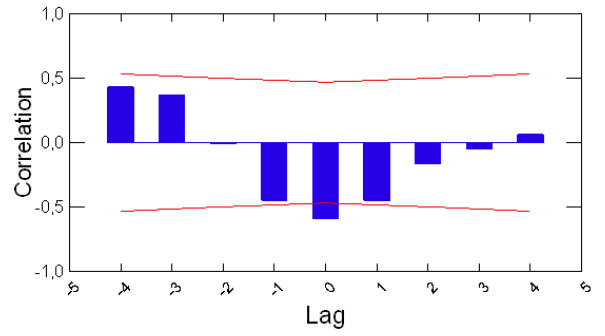
MACROCHARCOAL

VS GROUPS OF TAXA

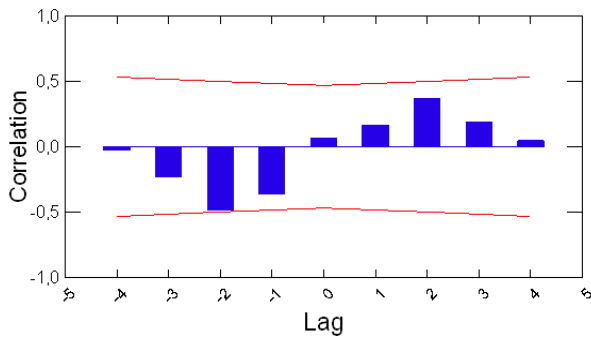
microcharcoal influx vs trees



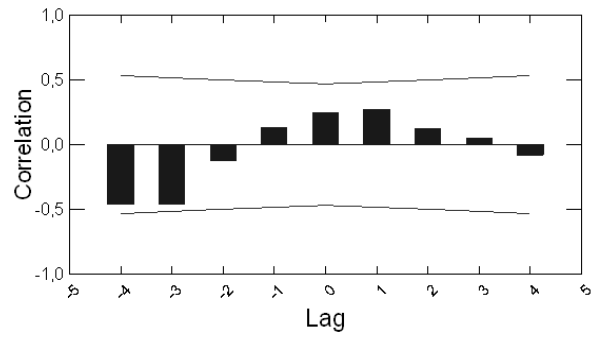
macrocharcoal influx vs trees



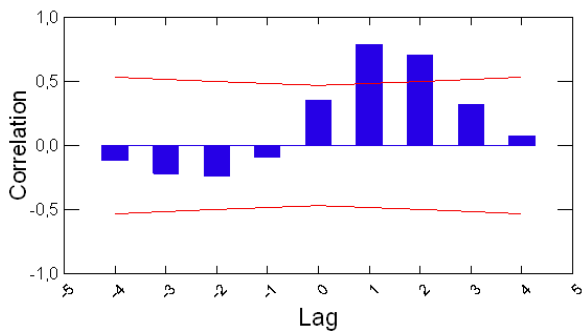
microcharcoal influx vs shrubs



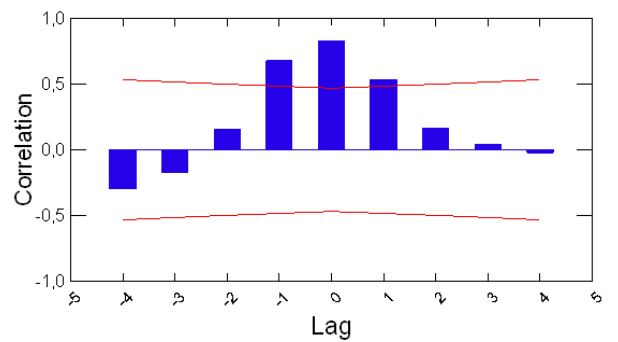
macrocharcoal influx vs shrubs



microcharcoal influx vs herbs



macrocharcoal influx vs herbs

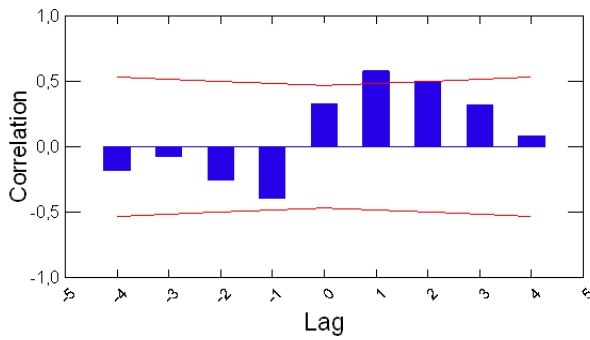


MICROCHARCOAL

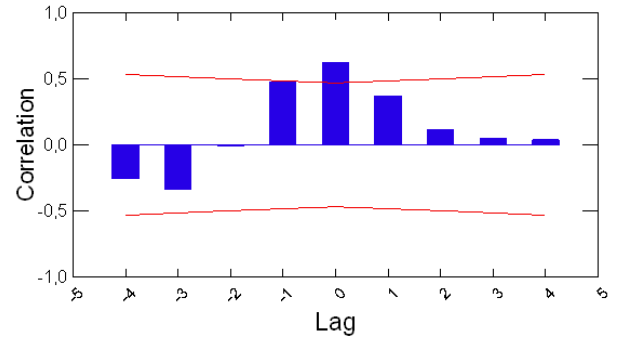
MACROCHARCOAL

VS DIVERSITY

microcharcoal influx vs palynological richness



macrocharcoal influx vs palynological richness

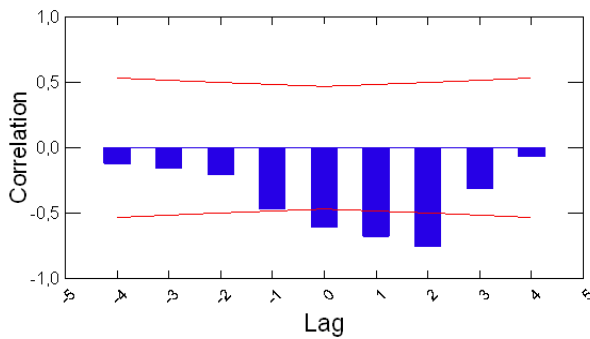


MICROCHARCOAL

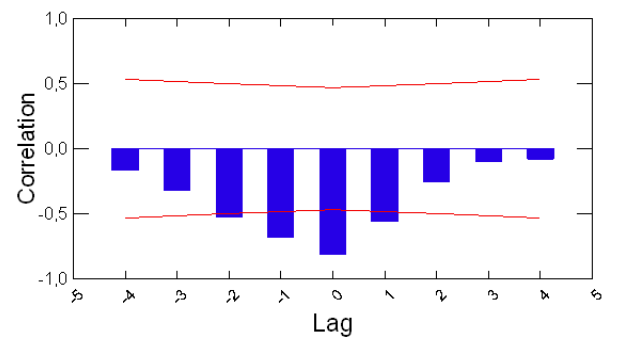
MACROCHARCOAL

VS MAGNETIC SUSCEPTIBILITY

microcharcoal influx vs magnetic susceptibility

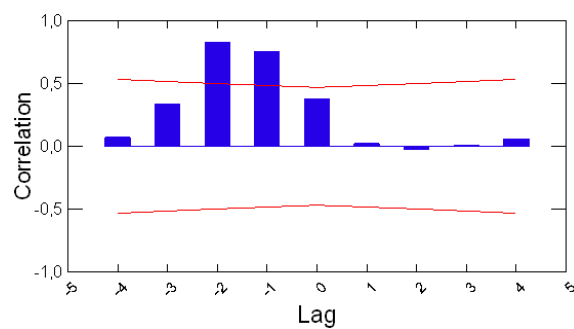


macrocharcoal influx vs magnetic susceptibility



MACROCHARCOAL VS MICROCHARCOAL

macrocharcoal influx vs microcharcoal influx



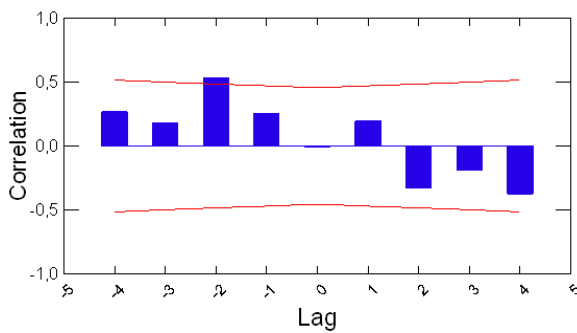
Di seguito si riportano i correlogrammi elaborati sui 19 campioni contenuti nelle finestre più recenti (W-1 e W-2), che coprono un periodo di 178 anni, tra 5 258 e 5 080 cal yr BP. I *lag* definiti sono ± 4 (4 positivi e 4 negativi) e ciascuno di essi corrisponde a 44.5 anni. Sono riportati i grafici in cui vi è significatività statistica nelle correlazioni delle variabili con l'influsso dei micro e macrocarboni (colorati). Sono riportati, per fare un confronto, anche i grafici con correlazioni non significative (in bianco e nero) nel caso in cui per uno dei due influssi si sia rilevata significatività. I correlogrammi sono commentati nel § 15.2.1 e nel § 16.2.2.

MICROCHARCOAL

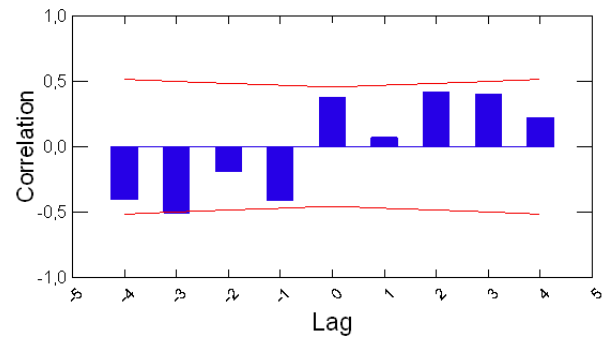
MACROCHARCOAL

VS PLANT TAXA

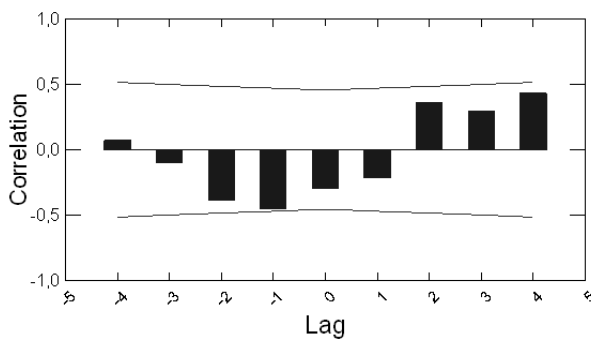
microcharcoal influx vs *Abies alba*



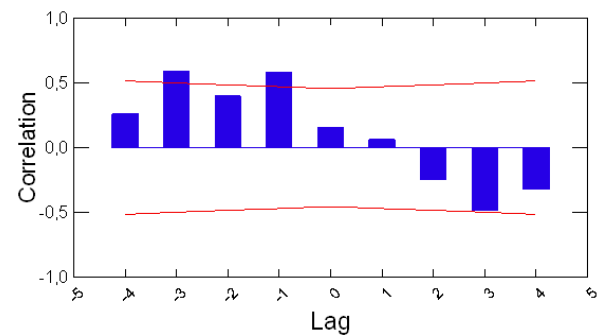
macrocharcoal influx vs *Abies alba*



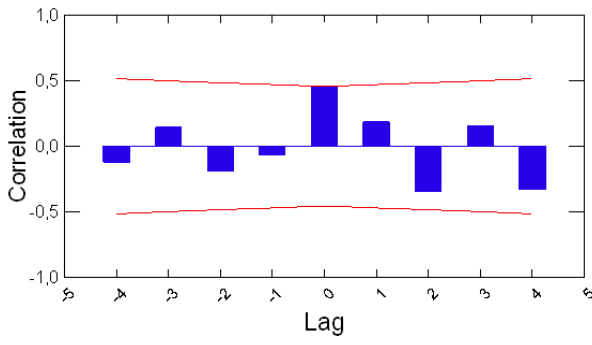
microcharcoal influx vs *Alnus glutinosa* t.



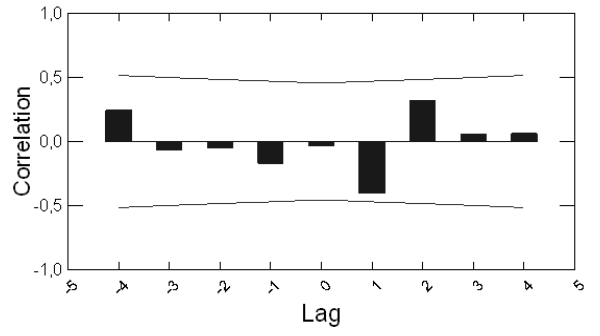
macrocharcoal influx vs *Alnus glutinosa* t.



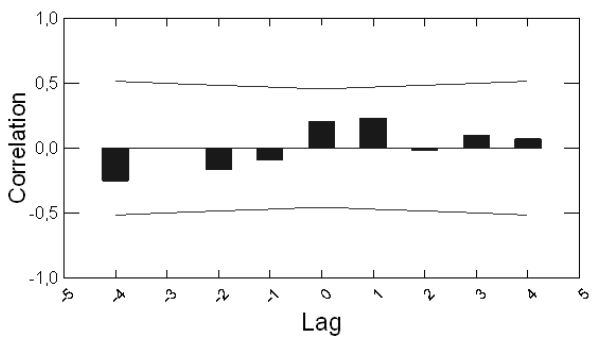
microcharcoal influx vs *Fraxinus excelsior*



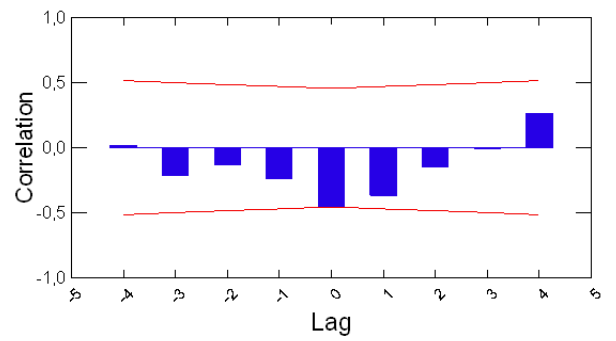
macrocharcoal influx vs *Fraxinus excelsior*



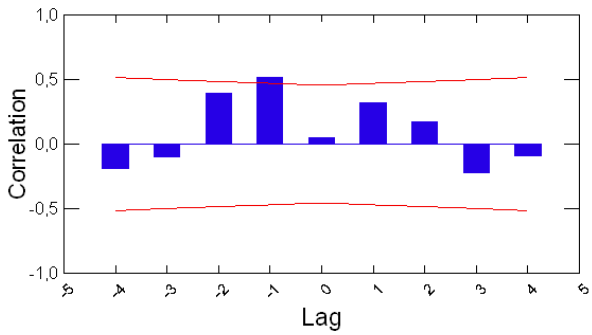
microcharcoal influx vs *Olea*



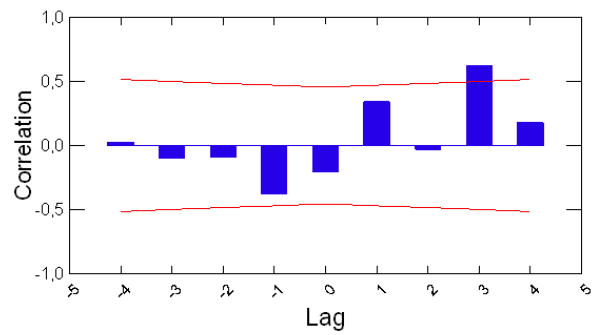
macrocharcoal influx vs *Olea*



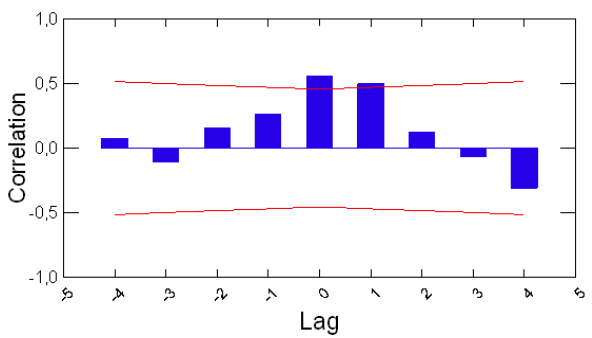
microcharcoal influx vs *Ostrya t.*



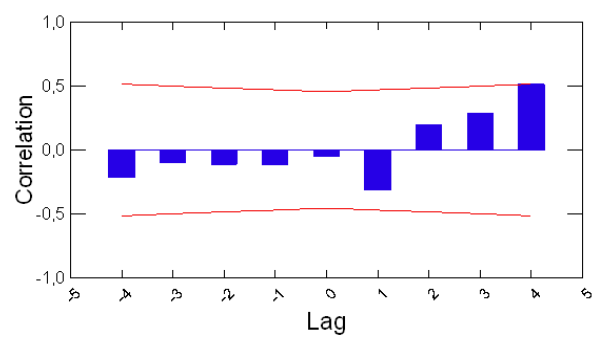
macrocharcoal influx vs *Ostrya t.*



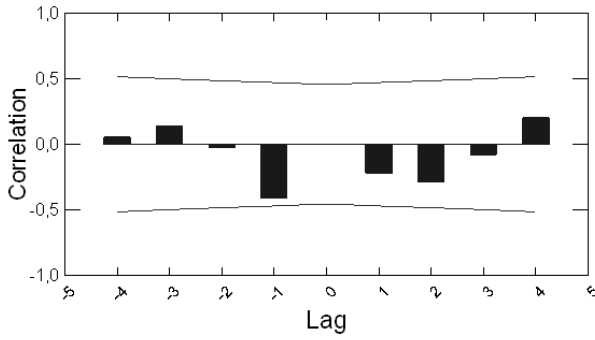
microcharcoal influx vs *Picea abies*



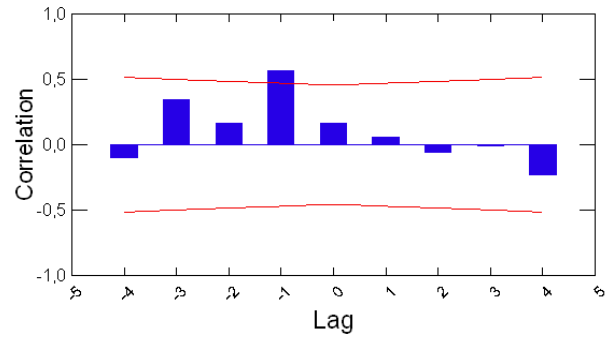
macrocharcoal influx vs *Picea abies*



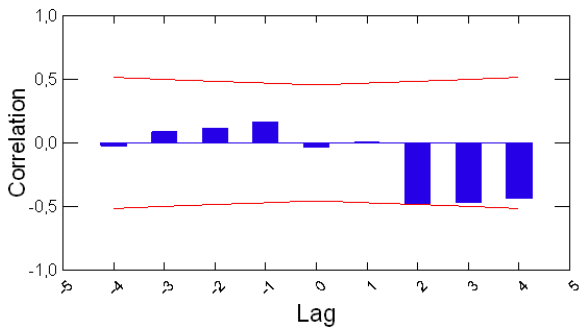
microcharcoal influx vs Pinus cembra



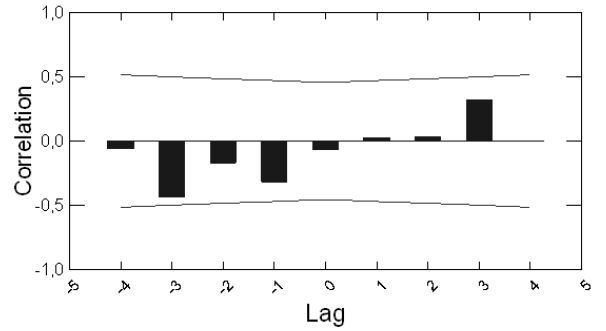
macrocharcoal influx vs Pinus cembra



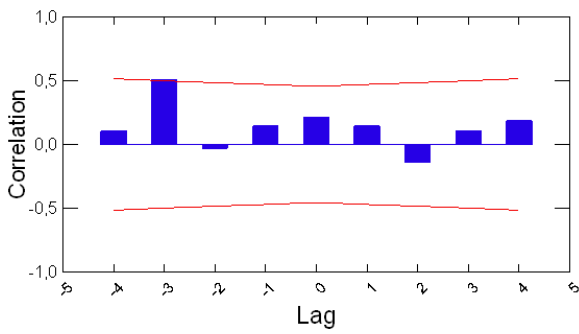
microcharcoal influx vs Quercus (deciduous)



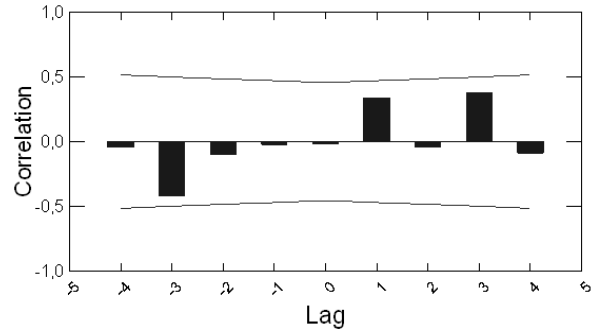
macrocharcoal influx vs Quercus (deciduous)



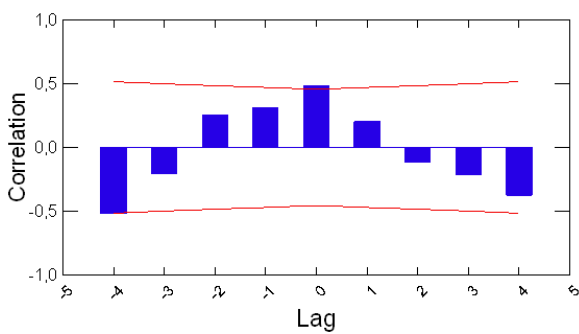
microcharcoal influx vs Salix



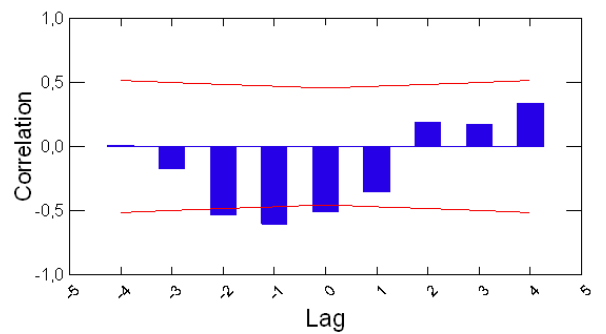
macrocharcoal influx vs Salix



microcharcoal influx vs Tilia



macrocharcoal influx vs Tilia

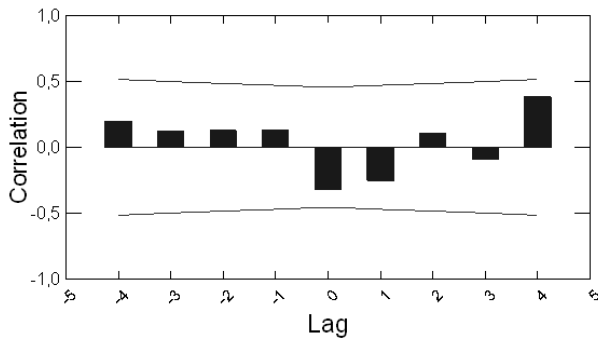


MICROCHARCOAL

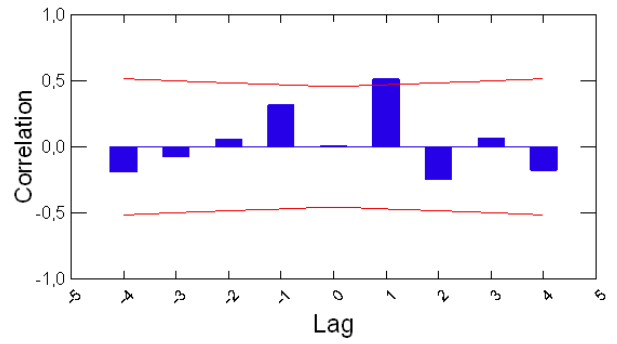
MACROCHARCOAL

VS SHRUB TAXA

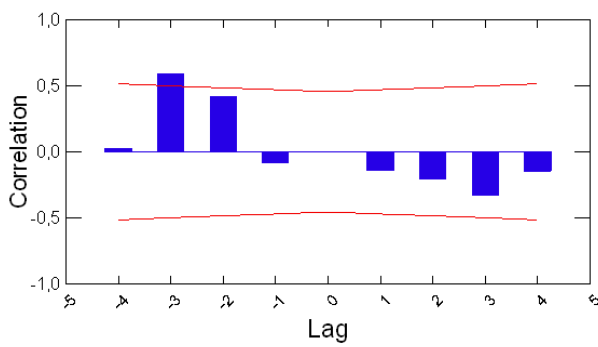
microcharcoal influx vs *Corylus*



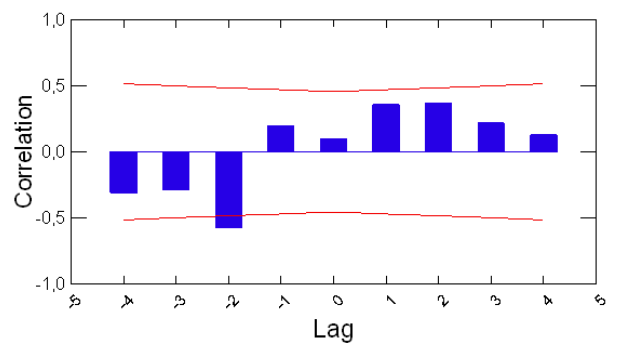
macrocharcoal influx vs *Corylus*



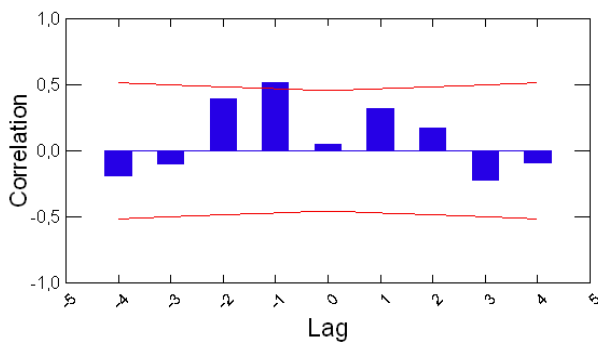
microcharcoal influx vs *Hedera helix*



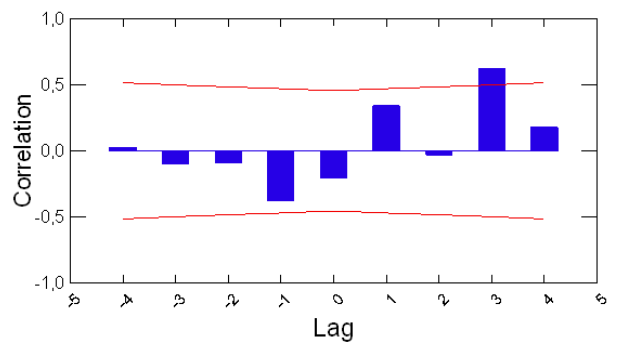
macrocharcoal influx vs *Hedera helix*



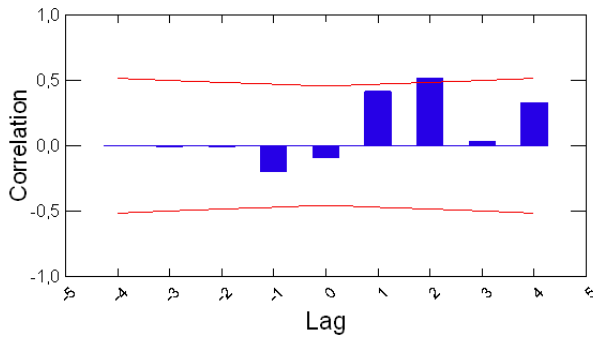
microcharcoal influx vs *Ilex t.*



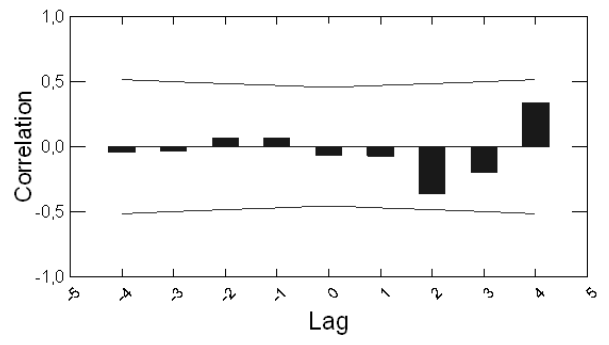
macrocharcoal influx vs *Ilex t.*



microcharcoal influx vs Juniperus



macrocharcoal influx vs Juniperus

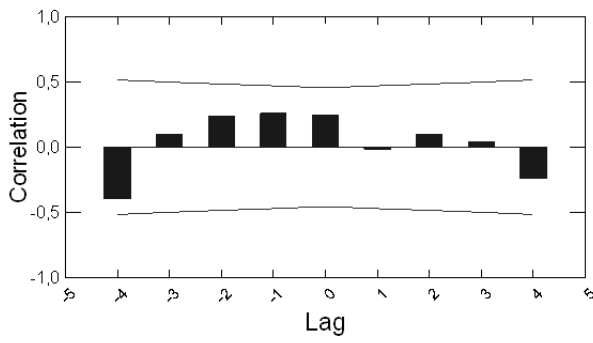


MICROCHARCOAL

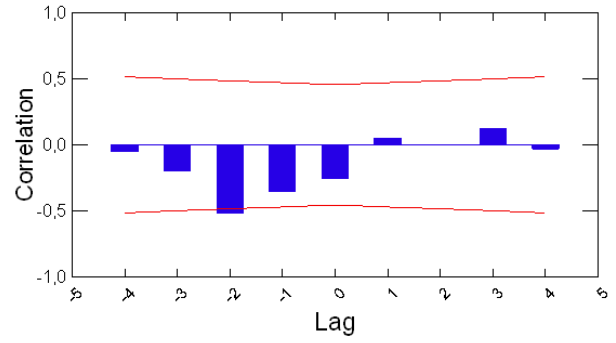
MACROCHARCOAL

VS HERB TAXA

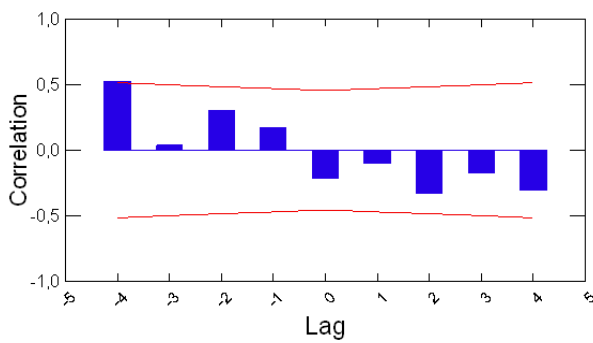
microcharcoal influx vs Apiaceae



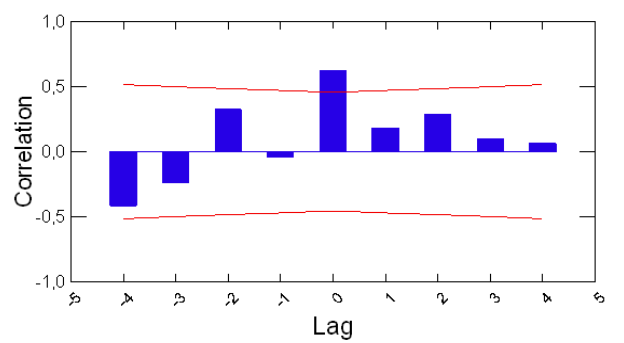
macrocharcoal influx vs Apiaceae



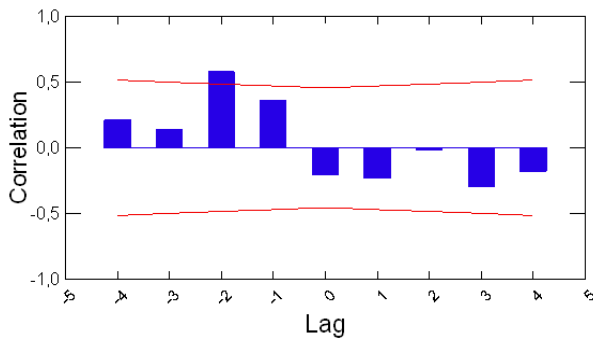
microcharcoal influx vs Campanula t.



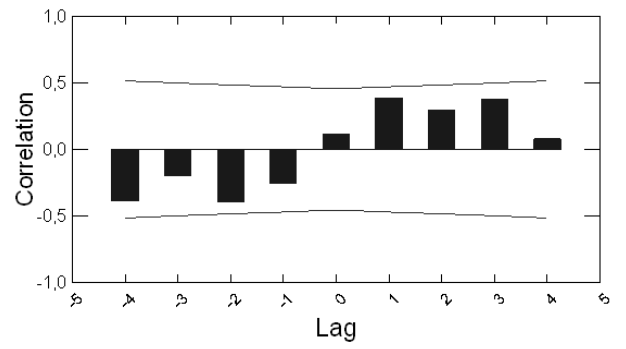
macrocharcoal influx vs Campanula t.



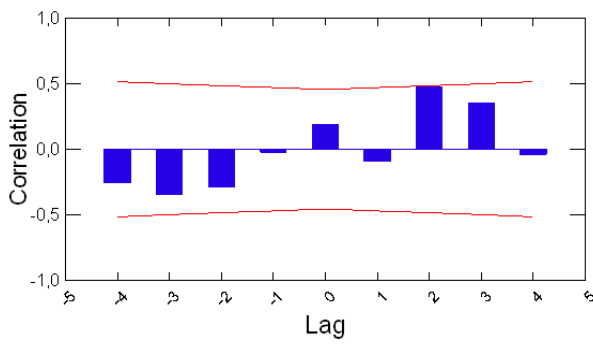
microcharcoal influx vs Chenopodiaceae



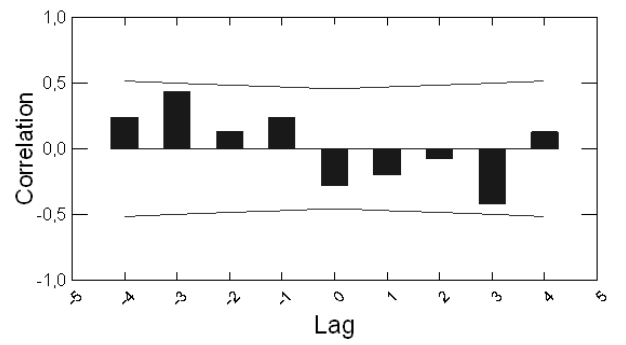
macrocharcoal influx vs Chenopodiaceae



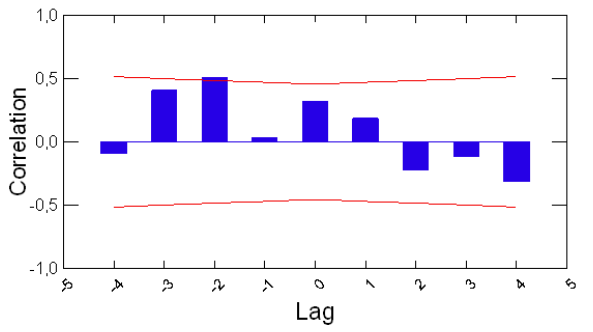
microcharcoal influx vs Cichorioideae



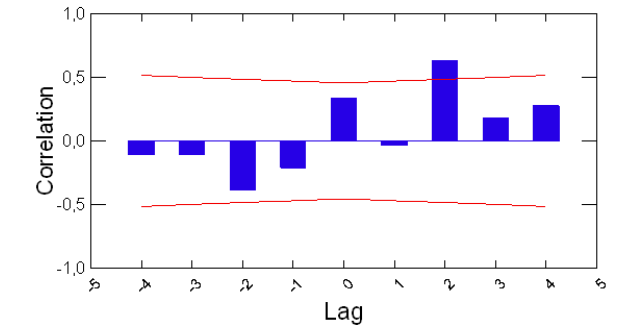
macrocharcoal influx vs Cichorioideae



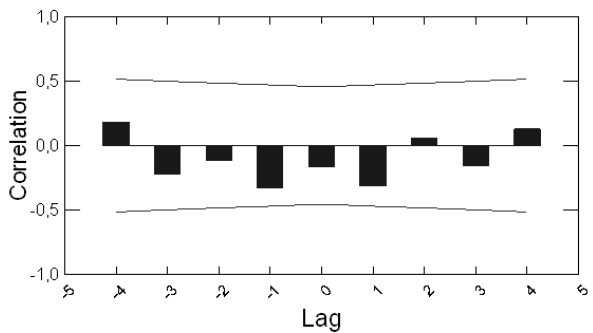
microcharcoal influx vs Cruciferae



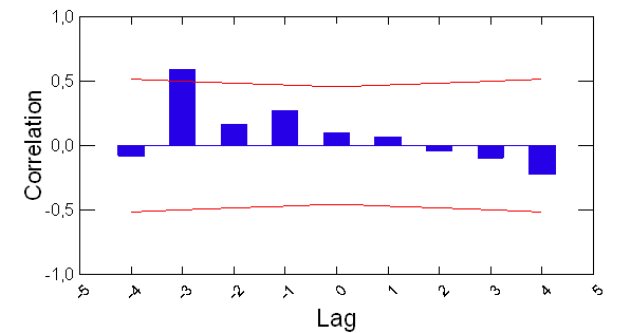
macrocharcoal influx vs Cruciferae



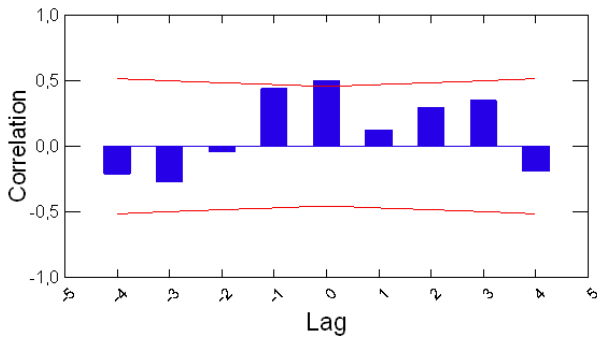
microcharcoal influx vs Knautia



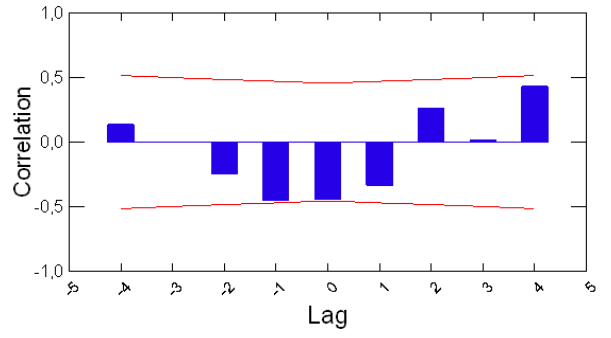
macrocharcoal influx vs Knautia



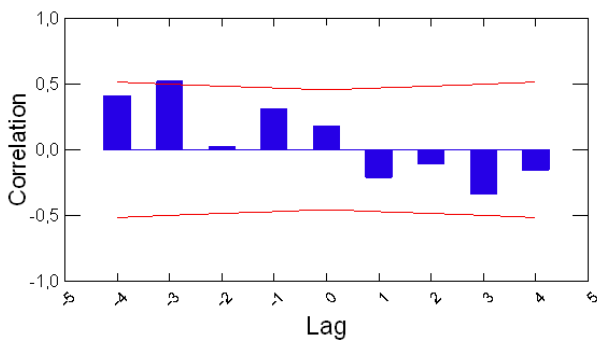
microcharcoal influx vs *Linaria t.*



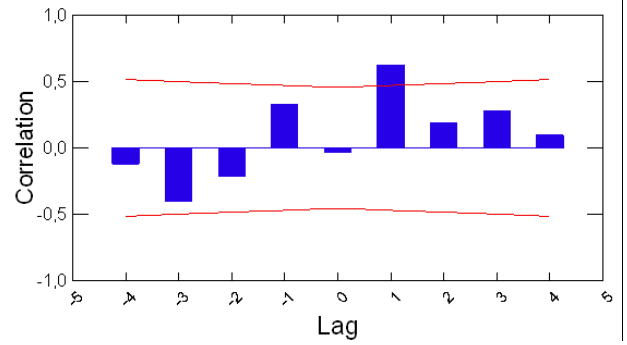
macrocharcoal influx vs *Linaria t.*



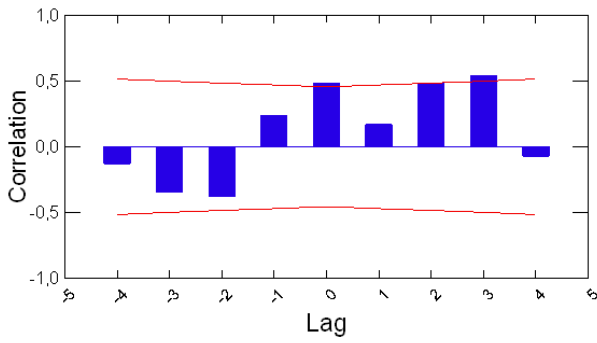
microcharcoal influx vs *Lysimachia vulgaris*



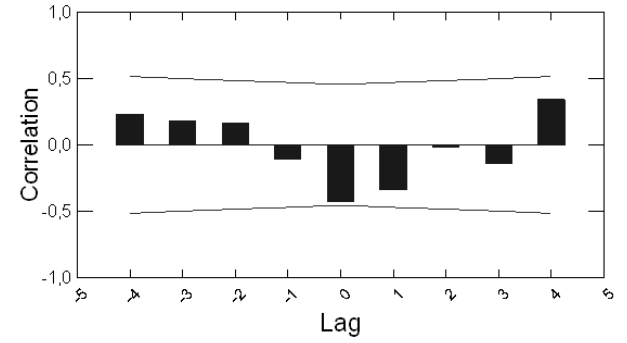
macrocharcoal influx vs *Lysimachia vulgaris*



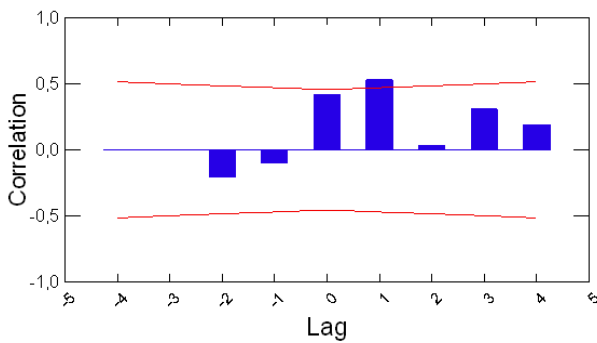
microcharcoal influx vs *Mentha t.*



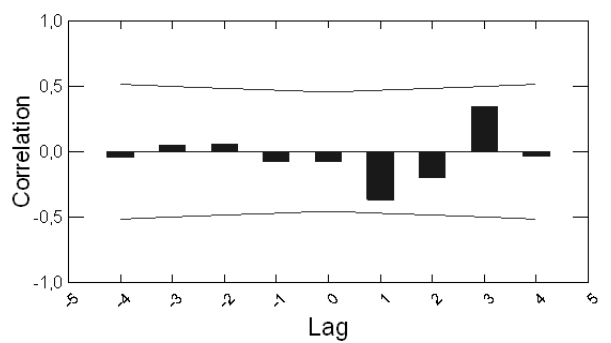
macrocharcoal influx vs *Mentha t.*



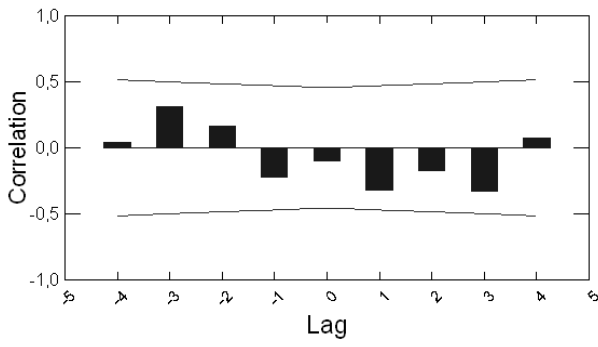
microcharcoal influx vs *Persicaria t.*



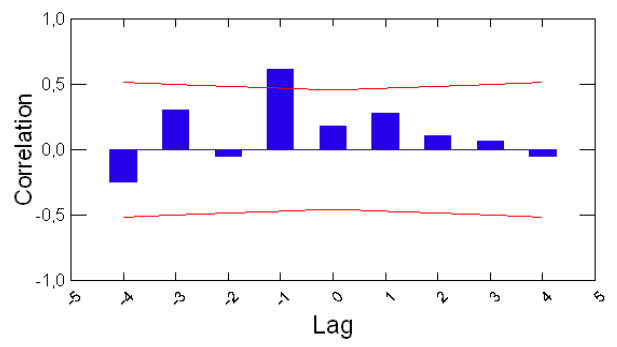
macrocharcoal influx vs *Persicaria t.*



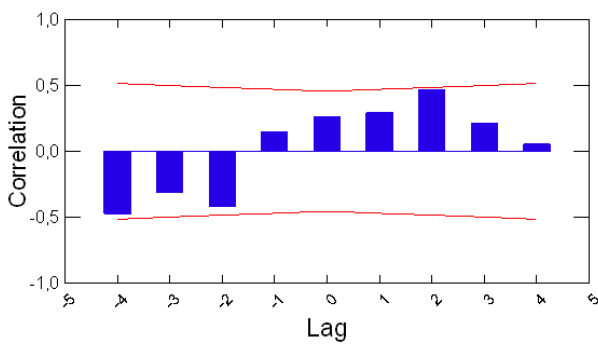
microcharcoal influx vs *Plantago lanceolata*



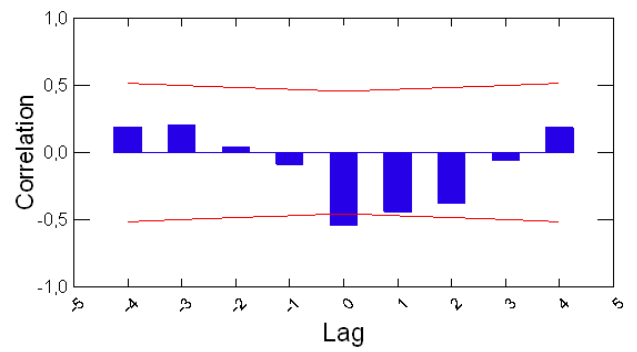
macrocharcoal influx vs *Plantago lanceolata*



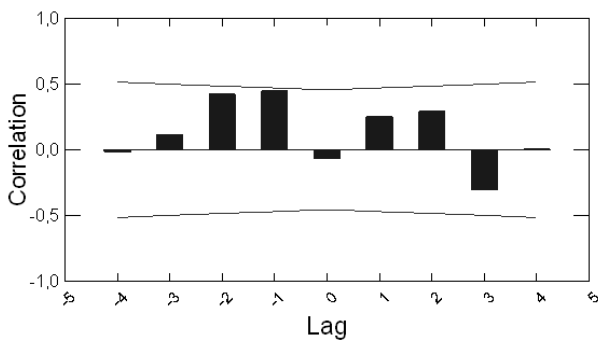
microcharcoal influx vs Poaceae



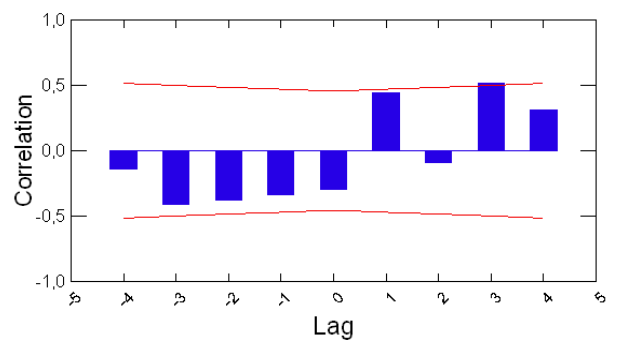
macrocharcoal influx vs Poaceae



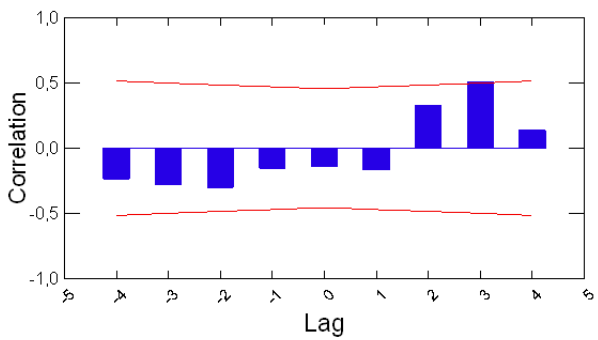
microcharcoal influx vs Rosaceae



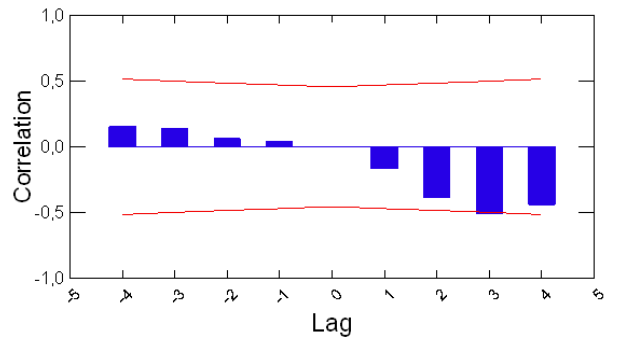
macrocharcoal influx vs Rosaceae



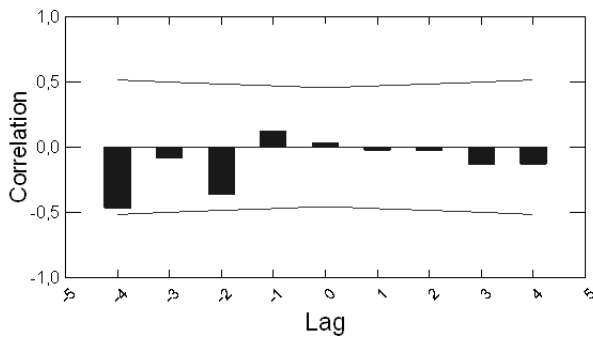
microcharcoal influx vs Rubiaceae



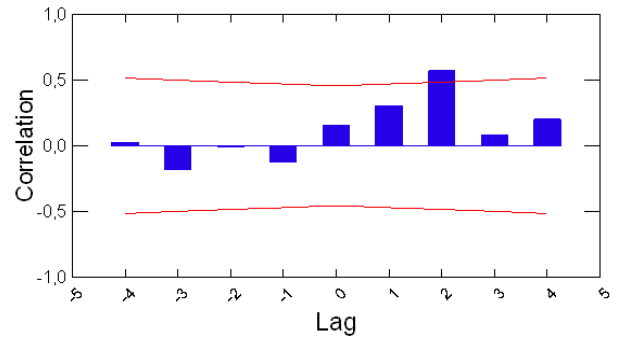
macrocharcoal influx vs Rubiaceae



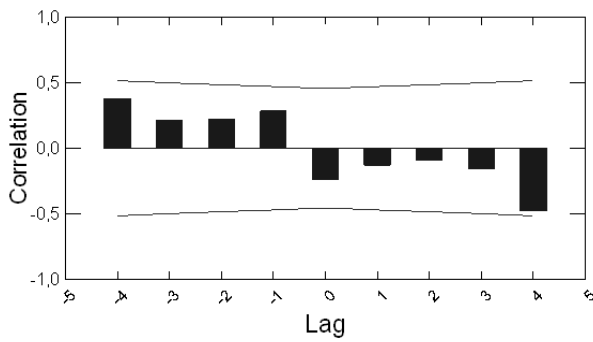
microcharcoal influx vs *Rumex obtusifolius* t.



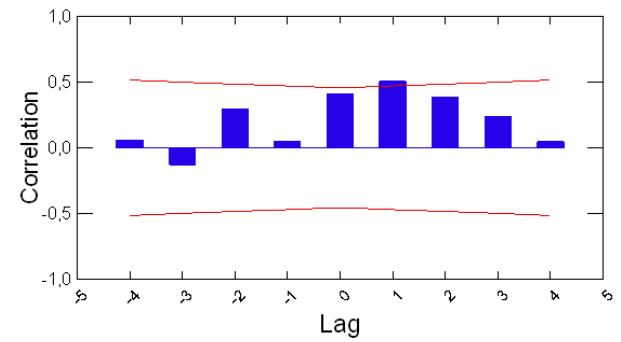
macrocharcoal influx vs *Rumex acetosella* t.



microcharcoal influx vs *Urtica*



macrocharcoal influx vs *Urtica*

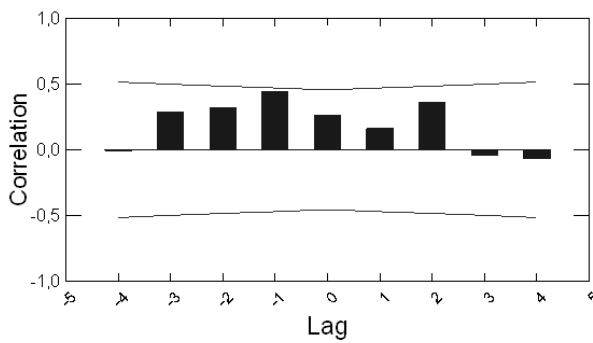


MICROCHARCOAL

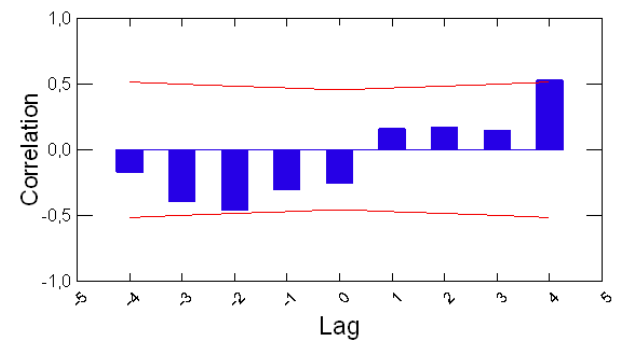
MACROCHARCOAL

VS FUNGI TAXA

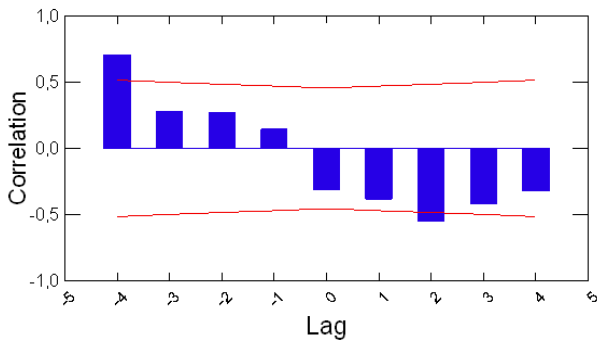
microcharcoal influx vs *Actinopeltis* sp.



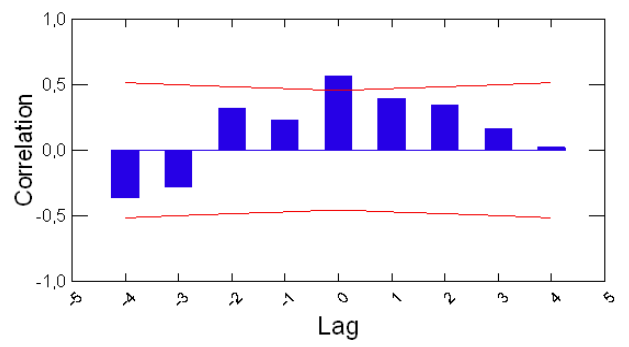
macrocharcoal influx vs *Actinopeltis* sp.



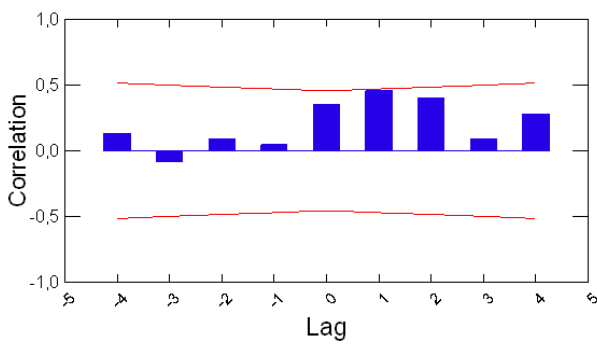
microcharcoal influx vs Chaetomium sp.



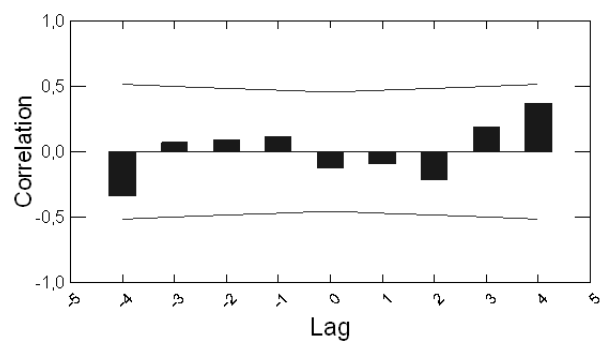
macrocharcoal influx vs Chaetomium sp.



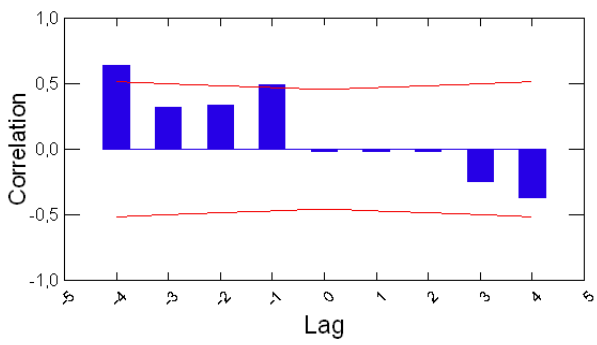
microcharcoal influx vs Cercophora sp.



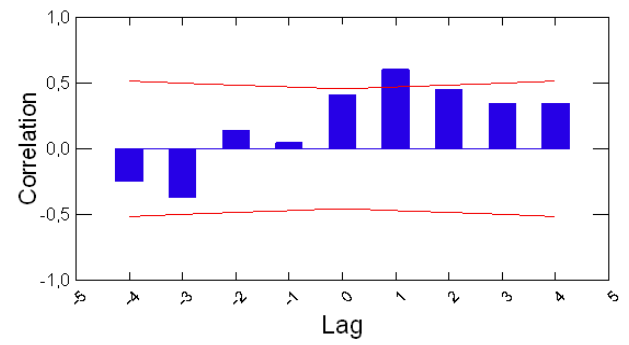
macrocharcoal influx vs Cercophora sp.



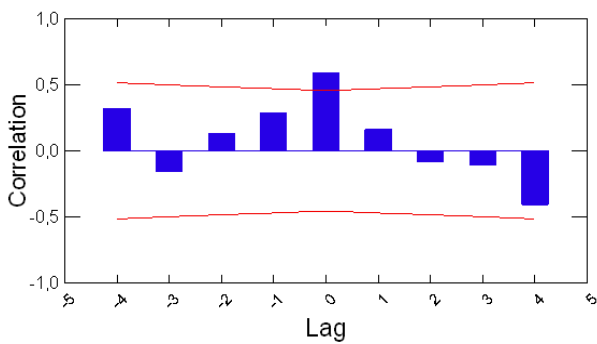
microcharcoal influx vs Coniochaeta sp.



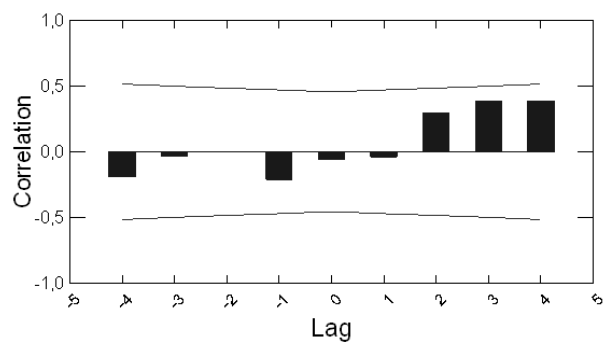
macrocharcoal influx vs Coniochaeta ligniaria



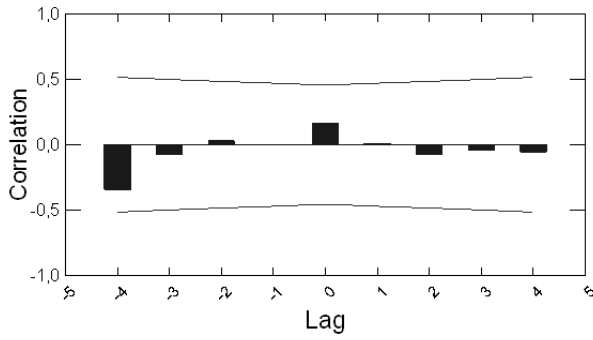
microcharcoal influx vs Delitschia sp.



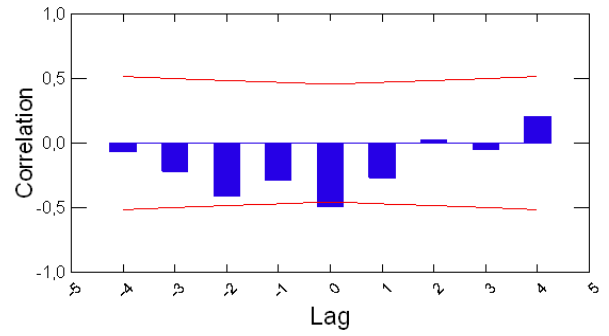
macrocharcoal influx vs Delitschia sp.



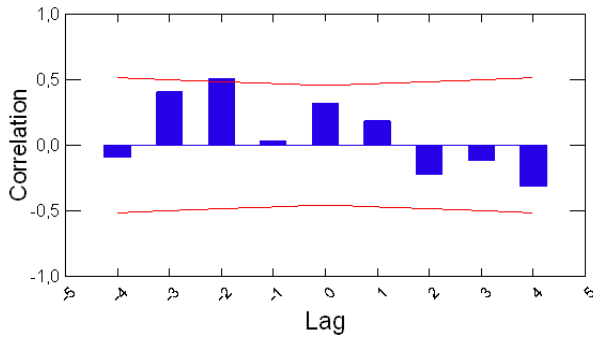
microcharcoal influx vs *Gelasinospora* sp.



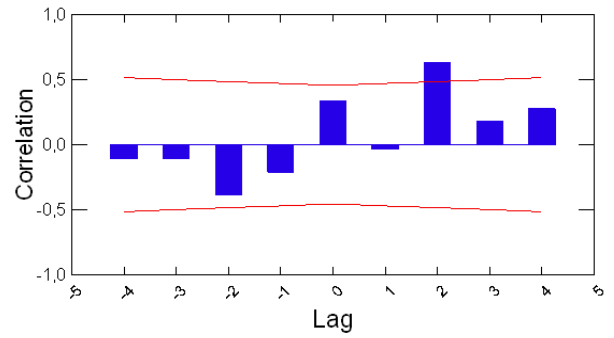
macrocharcoal influx vs *Gelasinospora* sp.



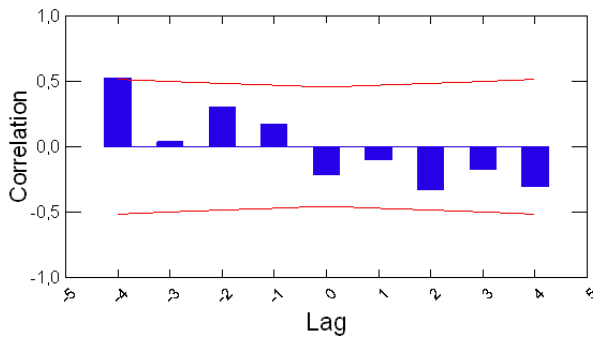
microcharcoal influx vs *Geoglossum sphagnophilum*



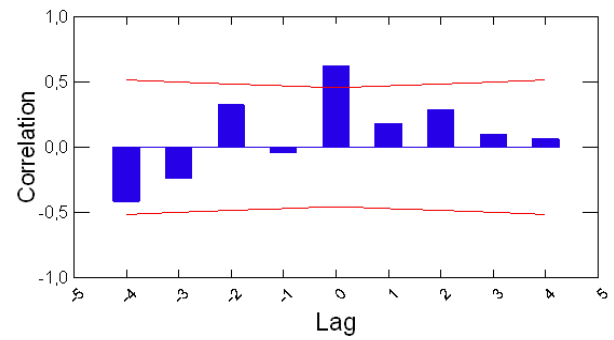
macrocharcoal influx vs *Geoglossum sphagnophilum*



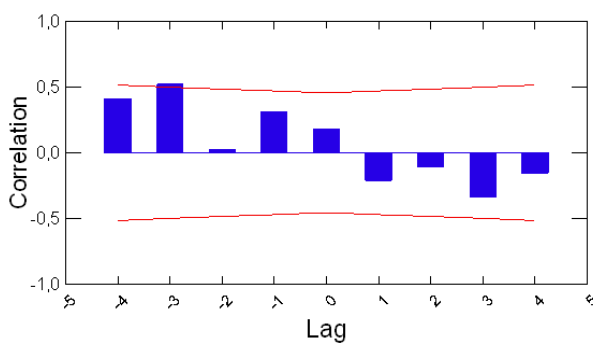
microcharcoal influx vs *Helicon pluriseptatum*



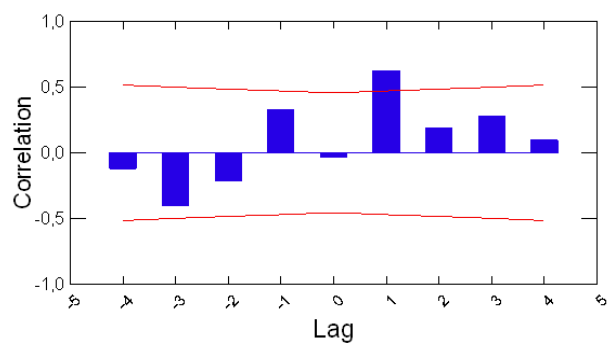
macrocharcoal influx vs *Helicon pluriseptatum*



microcharcoal influx vs *Neurospora crassa*



macrocharcoal influx vs *Neurospora crassa*

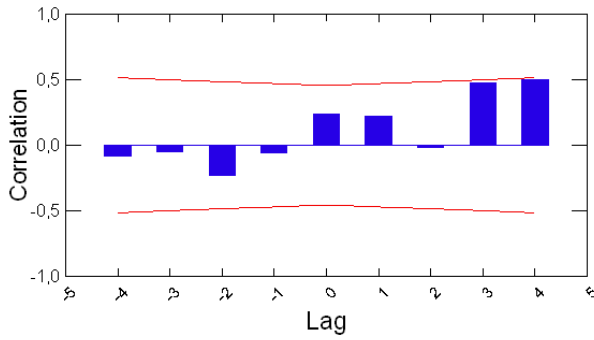


MICROCHARCOAL

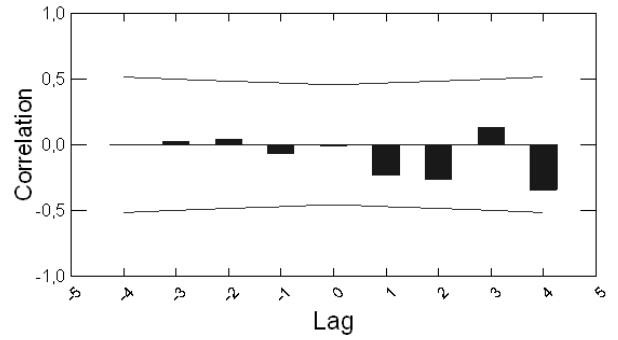
MACROCHARCOAL

VS FERN TAXA

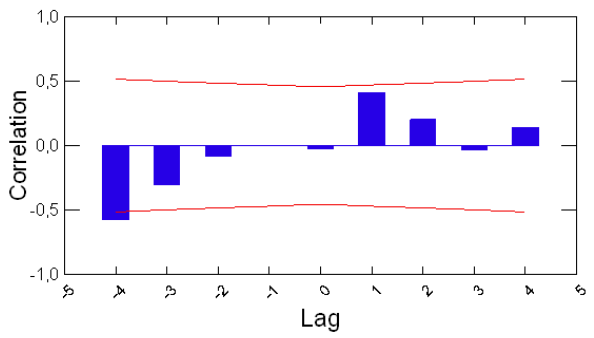
microcharcoal influx vs *Osmunda regalis*



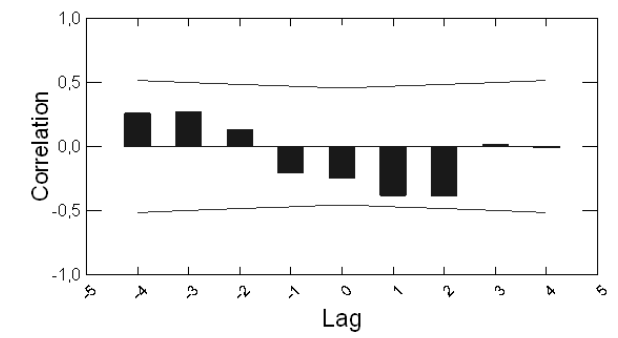
macrocharcoal influx vs *Osmunda regalis*



microcharcoal influx vs *Pteridium aquilinum*



macrocharcoal influx vs *Pteridium aquilinum*

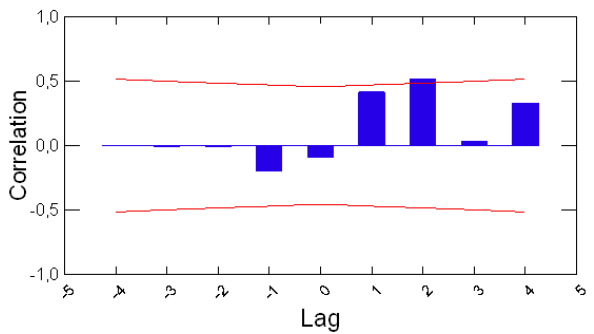


MICROCHARCOAL

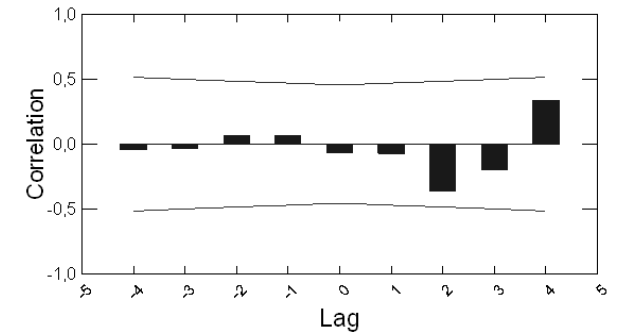
MACROCHARCOAL

VS LYCOPHYTE TAXA

microcharcoal influx vs *Selaginella selaginoides*



macrocharcoal influx vs *Selaginella selaginoides*

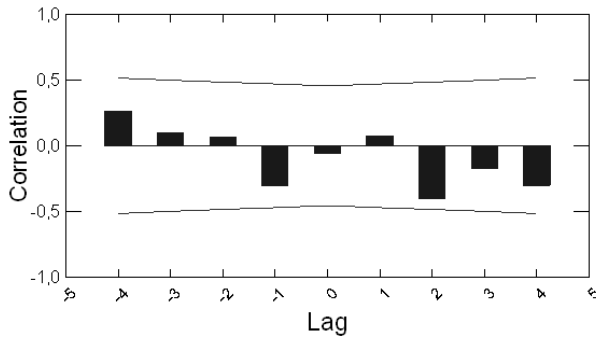


MICROCHARCOAL

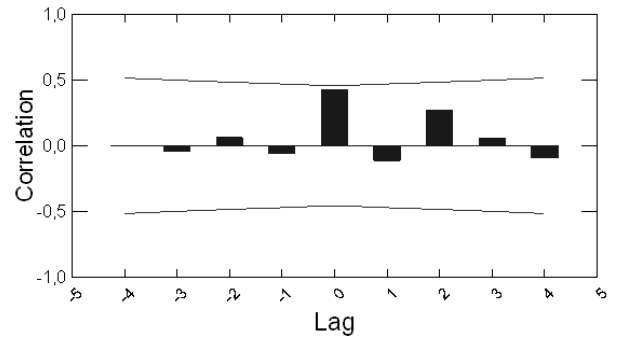
MACROCHARCOAL

VS GROUPS OF TAXA

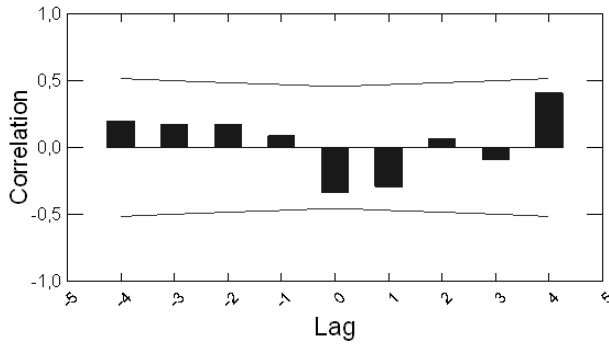
microcharcoal influx vs trees



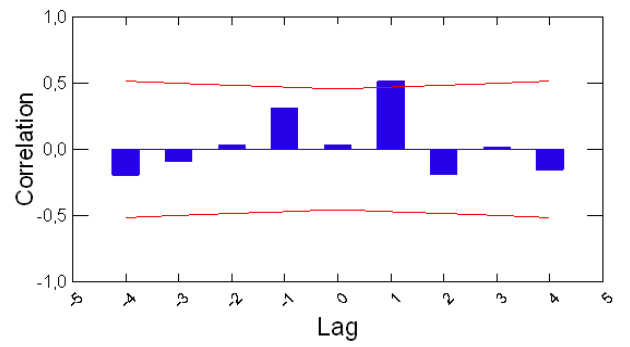
macrocharcoal influx vs trees



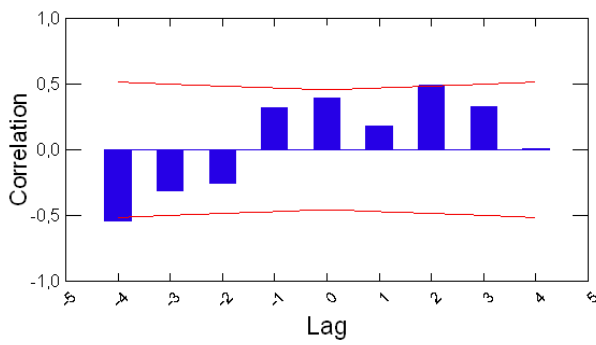
microcharcoal influx vs shrubs



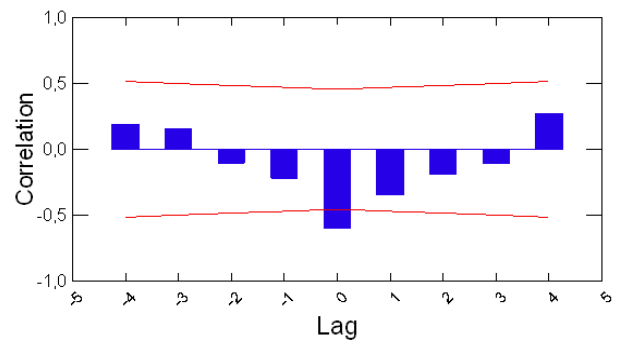
macrocharcoal influx vs shrubs



microcharcoal influx vs herbs



macrocharcoal influx vs herbs

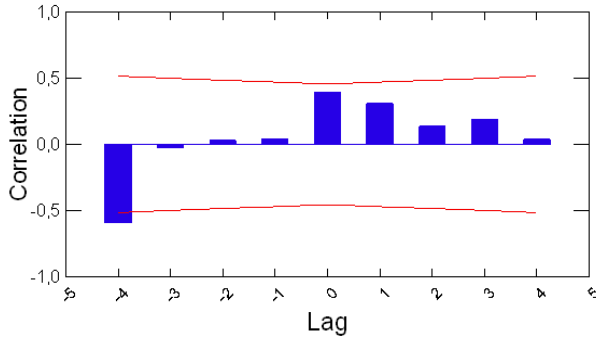


MICROCHARCOAL

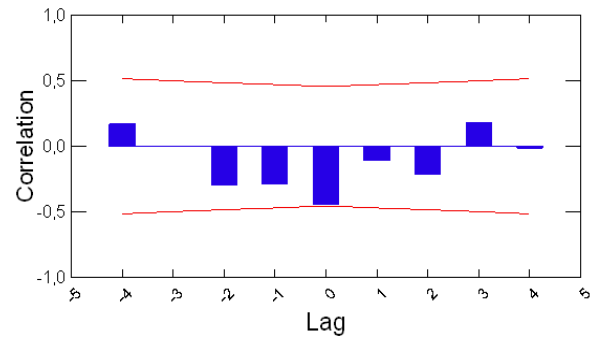
MACROCHARCOAL

VS DIVERSITY

microcharcoal influx vs palynological richness



macrocharcoal influx vs palynological richness

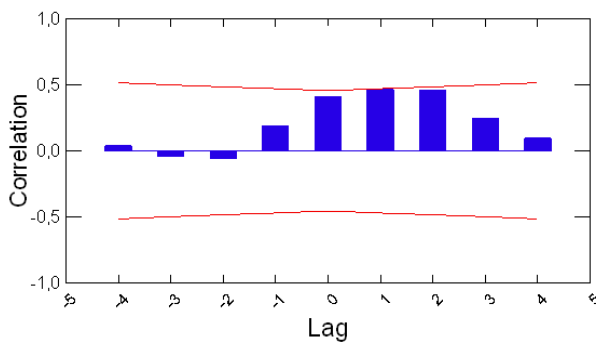


MICROCHARCOAL

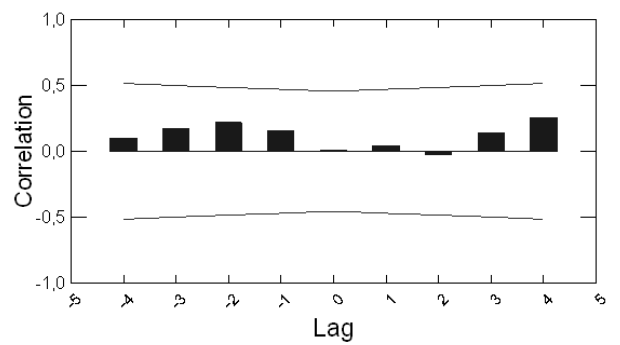
MACROCHARCOAL

VS MAGNETIC SUSCEPTIBILITY

microcharcoal influx vs magnetic susceptibility

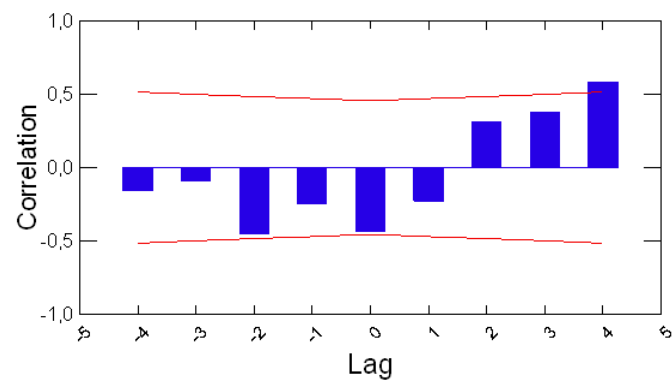


macrocharcoal influx vs magnetic susceptibility



MACROCHARCOAL VS MICROCHARCOAL

macrocharcoal influx vs microcharcoal influx



14. LA RICOSTRUZIONE DELL'EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE GRAZIE AI NUOVI DATI PALEOBOTANICI E GEOFISICI

14.1 Ipotesi interpretative delle datazioni radiocarboniche problematiche

Per interpretare le due datazioni radiocarboniche risultate problematiche perché più recenti di quelle nei livelli stratigrafici superiori (vedi cap.8) sono state elaborate varie ipotesi. Anche se sembrerebbe logico escludere errori nell'analisi di datazione, essendo entrambi i campioni datati provenienti dalla stessa sezione (carota n°36; vedi § 7.3, fig.n°2) ed essendo stati sottoposti alle medesime procedure di campionamento utilizzate per altri campioni le cui date risultano corrette (vedi cap.8), non è possibile escludere del tutto l'ipotesi che le due datazioni siano frutto di errori avvenuti durante le analisi di datazione radiocarbonica, oppure di contaminazioni che abbiano reso il materiale organico datato più recente. Ciò è possibile soprattutto considerando il fatto che il materiale datato non era composto da un unico elemento organico, ma da vari frammenti contenuti in un determinato volume di sedimento (vedi cap.8). In questo caso la sequenza compresa nella carota n°36 sarebbe valida per la ricostruzione paleoambientale. Ciò pone alcuni problemi nell'interpretazione dei nuovi dati paleobotanici, poiché non trovano analoghi nella letteratura di riferimento. Tale problematica è sviluppata nella descrizione della ricostruzione paleoambientale (vedi § 14.2.4). D'altra parte, se le due date più profonde sono errate e vengono rigettate nell'interpretazione paleoambientale, la sequenza stratigrafica osservata è coerente con quanto noto in letteratura per il periodo Tardiglaciale nel margine meridionale delle Alpi. Proiettando il modello età-profondità (vedi § 8.2) verso il basso, il passaggio da sedimenti sterili con *dropstones* (fase glaciolacustre), a sedimenti ricchi di sostanza organica e di resti paleobotanici (ambiente di sedimentazione palustre-lacustre), cadrebbe in un intervallo temporale analogo a quello rinvenuto in altri laghi prealpini (vedi § 4.3 e § 6.2.1), cioè più antico di 15 – 16 cal kyr BP.

Volendo accettare invece uno scenario che implica l'accettazione delle due date come corrette si potrebbe ipotizzare un errore avvenuto nel corso delle operazioni di carotaggio che abbia portato all'erronea attribuzione di profondità alla sezione n°36, oppure ad una contaminazione dei livelli più antichi con questa più recente durante la procedura di estrazione delle carote durante il sondaggio. In questo caso quindi la porzione di sedimento inclusa nella sezione n°36 viene ignorata per la ricostruzione del paleoambiente.

Un altro scenario che si può ipotizzare per spiegare le due date anomale più profonde è che il sedimento compreso tra circa 31 e 33 m circa, cioè tra le tre date più profonde, abbia subito un rimaneggiamento che ha sconvolto l'ordine stratigrafico. In questo caso le tre date più profonde potrebbero essere ordinate in modo inverso da quanto impone una sedimentazione indisturbata. Il sedimento sarebbe quindi materiale capovoltosi dopo essere scivolato da un rilievo o da una zona rialzata del fondale del lago. Questa massa sarebbe scivolata sul fondo, eliminando i sedimenti preesistenti nel punto del sondaggio, in un periodo verosimilmente compreso tra 8 488 e 8 168 cal yr BP, come sembra suggerito da quella che dovrebbe essere la data più recente del sedimento disturbato (a circa 33 m) e la più antica di quello indisturbato (a circa 29.5 m).

Sotto il profilo geofisico (vedi cap.9) questo sedimento rimaneggiato è incluso in una fase (30.60 - 36.60 m) caratterizzata da un'accentuata fluttuazione del segnale della MS e della densità che presentano anche picchi molto alti (fig.n°1), caratteristiche che sembrano riconducibili all'apporto di materiale alloctono di grande granulometria (Bradshaw e Thompson, 1985) e a un sedimento caotico, con intercalazione di livelli fini e altri più grossolani (Lauterbach *et al.*, 2012), fatto che si riscontra anche in stratigrafia, che contiene alcuni *dropstones* (vedi cap.7). In questo intervallo tutto il sedimento è quasi ininterrottamente caotico dal punto di vista paleomagnetico (vedi cap.3) e una sezione (la n°36 che contiene le due date anomale) è risultata essere capovolta.

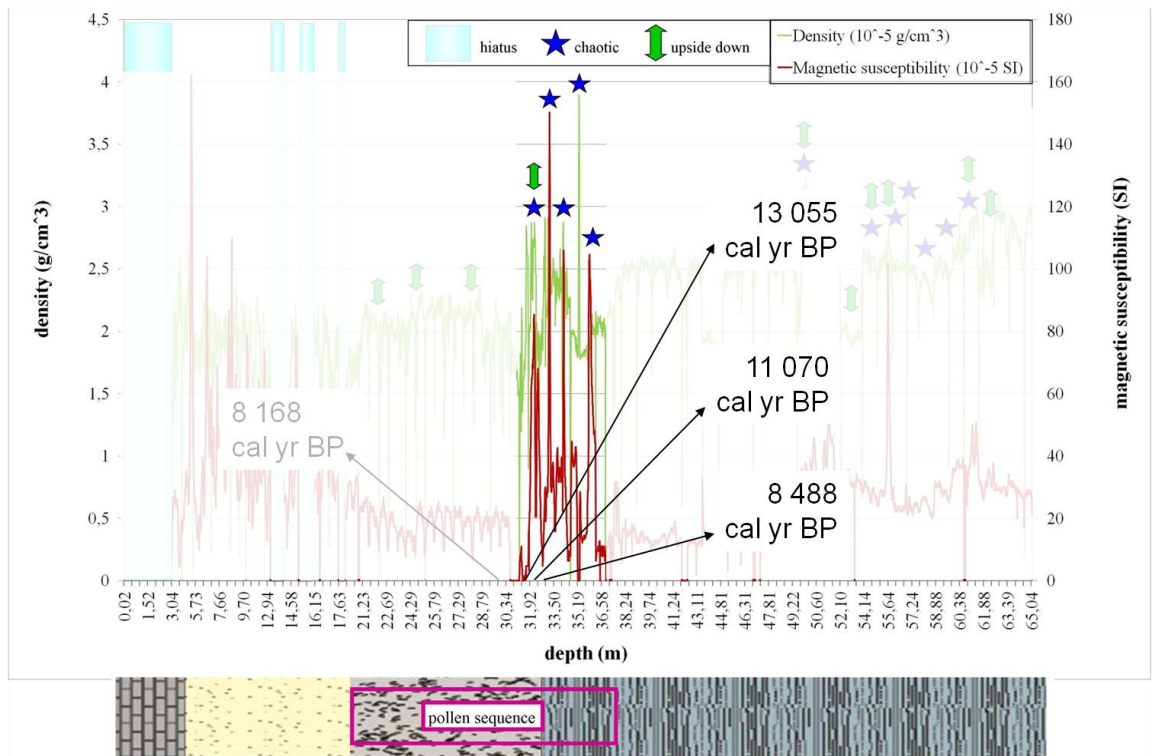


Fig.n°1: grafico illustrante gli andamenti lungo la profondità dei valori misurati di densità (asse Y principale) e suscettività magnetica (asse Y secondario). E' posta in evidenza la parte di sequenza sopra discussa. Al di sotto del grafico si trova la rappresentazione schematica dei diversi ambienti di sedimentazione identificati a livello stratigrafico, con l'indicazione del posizionamento della sequenza pollinica. Sono indicate con dei simboli (vedi legenda) le profondità in cui sono state rilevate sezioni caotiche e/o capovolte in base ai dati paleomagnetici.

Osservando l'andamento dei rapporti tra gli elementi chimici individuati (vedi cap.3) si nota che le irregolarità riguardano solo la parte superiore dell'intervallo geofisicamente disturbato (fig.n°2).

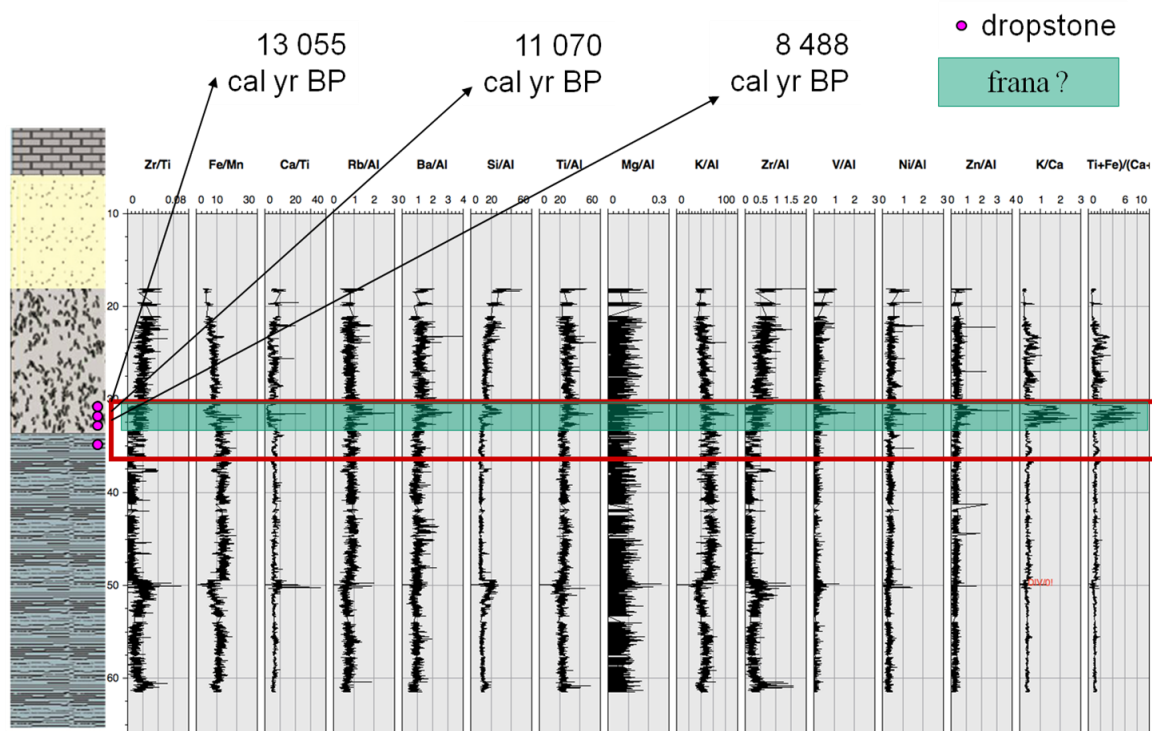


Fig.n°2: grafico illustrante l'andamento dei rapporti tra alcuni degli elementi chimici principali ritrovati nel sedimento. Il rettangolo rosso include la parte di sequenza geofisicamente disturbata sopra discussa. Il rettangolo verde indica la parte di sedimento che poteva costituire il materiale franato. A sinistra è stato posto lo schema illustrante la stratigrafia del sondaggio, con riportate le profondità alle quali sono stati rinvenuti *dropstones* (vedi cap.7).

Si potrebbe quindi ipotizzare che in realtà il materiale che componeva la frana fosse solo tra 31.00 e 33 m circa (fig.n°3), dove si registra anche il forte innalzamento soprattutto dei valori di P, S, K, Ca, Ti, Fe e Ni. Questi elementi sono contenuti anche in minerali magnetici (contenenti S o Fe) e rocce come i pirosseni (composti in modo variabile da Ca, Ti, Fe) che sono sensibili al campo magnetico e sono quindi probabilmente parte della componente alloctona. Inoltre, aumenta anche il rapporto K/Ca, collegato all'incremento dell'apporto terrigeno.

Per questo motivo, adottando l'ipotesi della frana, il sedimento compreso tra 36.60 e 33 m sarebbe comunque valido per la ricostruzione paleoambientale e sarebbe da trascurare solo il sedimento compreso tra circa 33 e 31 m.

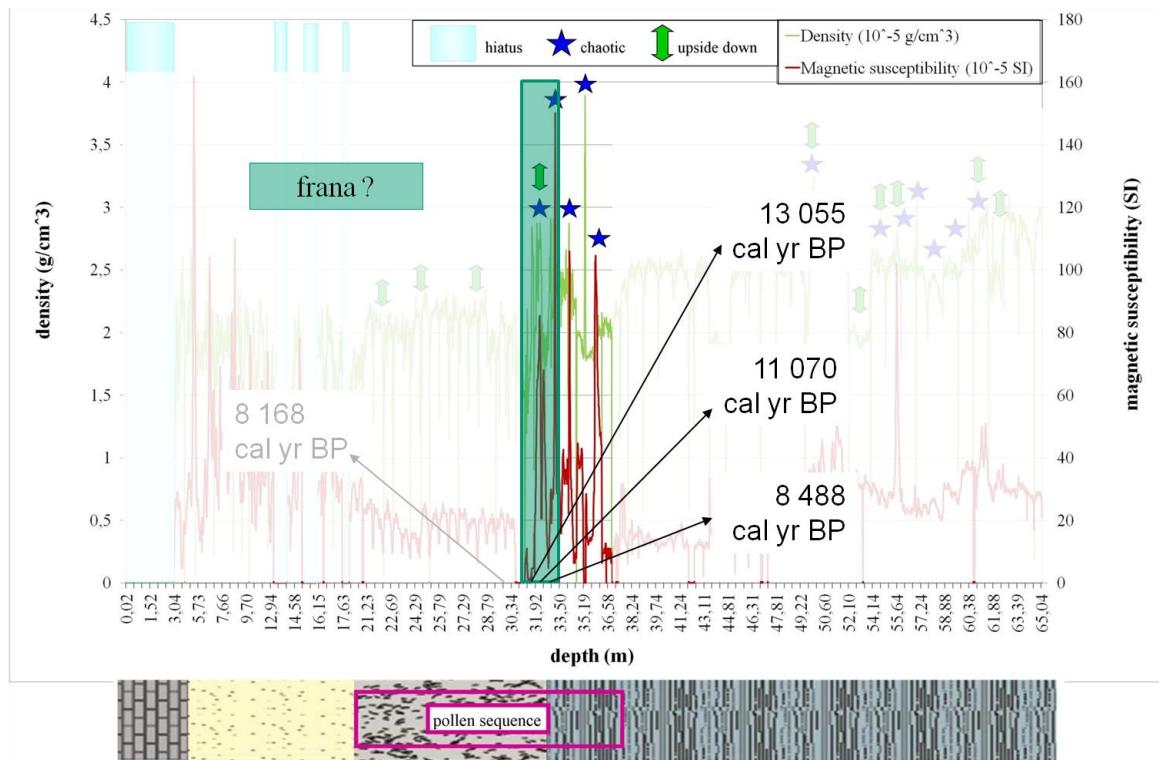


Fig.n°3: grafico illustrante gli andamenti lungo la profondità dei valori misurati di densità (asse Y principale) e suscettività magnetica (asse Y secondario). E' posta in evidenza la parte di sequenza sopra discussa. Il rettangolo verde indica la parte di sedimento che probabilmente costituiva il materiale franato. Al di sotto del grafico si trova la rappresentazione schematica dei diversi ambienti di sedimentazione identificati a livello stratigrafico, con l'indicazione del posizionamento della sequenza pollinica. Sono indicate con dei simboli (vedi legenda) le profondità in cui sono state rilevate sezioni caotiche e/o capovolte in base ai dati paleomagnetici.

Si nota anche che alcune di queste sezioni mostrano laminazioni convolute che indicano disturbi nella sedimentazione (fig.n°4). D'altra parte è da notare che però le caratteristiche stratigrafiche osservate sembrano smentire almeno in parte questa ipotesi poiché alcune delle sezioni nell'intervallo di profondità reputato come materiale costituente la frana mostrano laminazioni parallele che con ogni probabilità non si sarebbe conservata durante lo scivolamento e il movimento sott'acqua (fig.n°4). Inoltre, confrontando la stratigrafia di S2 con quella di S1, e tenendo presente anche tutti i dati stratigrafici disponibili per il sottosuolo dell'area urbana di Como (vedi § 5.3), si dovrebbe ammettere che l'eventuale franamento abbia anche provocato una completa erosione di alcuni metri di sezione stratigrafica. Un fenomeno erosivo di questo tipo sembra incompatibile con le caratteristiche paleoambientali del bacino di sedimentazione

palustre presente in corrispondenza dell'attuale area urbana di Como. Non potevano esistere i gradienti morfobatimetrici necessari per giustificare un fenomeno erosivo così importante.



Fig.n°4: foto ad alta risoluzione che ritraggono alcune delle sezioni di sedimento incluso nell'intervallo di sequenza ipotizzato come materiale di frana. Si nota che vi sono sia sezioni disturbate che indisturbate.

A livello paleobotanico il sedimento compreso tra i livelli con le due datazioni problematiche include alte percentuali di granuli pollinici di piante tipiche di clima mite, che risultano anomale se collocate cronologicamente nel Tardiglaciale, ipotizzando che la data valida più antica sia circa 13 055 cal yr BP (vedi cap.10). Infatti, in letteratura non sono segnalate percentuali così alte nel Tardiglaciale in Insubria e in generale nel Nord Italia, nemmeno nell'interstadiale mite (cf. ad es. Schneider, 1978; Schneider e Tobolski, 1985; Wick, 1996; Tinner *et al.*, 1999; Ravazzi *et al.*, 2007); tale confronto con i dati presenti in letteratura è sviluppato nel § 16.1.1. Le caratteristiche della vegetazione portano a pensare a un sedimento olocenico, fatto che sarebbe confermato anche dalle datazioni radiocarboniche.

E' possibile che la sezione n°36 sia capovolta e caotica come emerso dalle analisi paleomagnetiche; se così fosse il sedimento potrebbe aver subito un rimaneggiamento, forse durante il carotaggio, e una contaminazione con i sedimenti più profondi e antichi (di età Tardiglaciale). Il rimaneggiamento sembra mostrato anche dalla presenza di granuli pollinici e palinomorfi tipici del Tardiglaciale che scompaiono nella parte di sequenza superiore che si intende indisturbata. Si tratta di polline di *Hippophaë*, *Ephedra distachya* e *E.fragilis* type,

arbusti xerofili pionieri adatti a vegetazioni steppiche e di zigospore di alghe *Desmidiaceae* (diffuse in acque poco profonde). Anche l'assenza di diatomee invece presenti nel sedimento olocenico indisturbato viene considerata una caratteristica tipiche di acque fredde tardiglaciali. Si nota anche che i valori dell'influsso dei microcarboni nei campioni olocenici di questa fase sono inferiori rispetto a quelli registrati nella parte di sequenza olocenica indisturbata; analogamente si è rilevato che la componente inorganica rimasta dopo il lavaggio su setaccio di 125 micron è prevalente sulla componente organica, al contrario di ciò che accade nei sedimenti risalente all'inizio dell'Olocene, quando le attività dell'uomo non influivano in modo determinante sulla sedimentazione. Si hanno quindi ulteriori prove del fatto che vi possa essere stato un rimescolamento dei sedimenti olocenici con quelli tardiglaciali.

In ogni caso le cause dell'ipotetico evento franoso sarebbero ancora da individuare. Ipotizzando che il sedimento rimaneggiato corrisponda a un unico evento si nota che il materiale coinvolto è esteso nella profondità per oltre 4.5 m. E' segnalata in letteratura (Fanetti *et al.*, 2008; Anselmetti *et al.*, 2004) la presenza di depositi torbidity spessi fino a 3.5 m nel bacino di Argegno, costituiti da due *debris-flow* evoluti in megatorbidity nella parte più profonda del bacino. Questi depositi sono stati individuati grazie a indagini batimetriche e studi di sismica a riflessione ad alto dettaglio. Si è ipotizzato che i depositi abbiano avuto origine da grandi frane originatesi nella parte più settentrionale del Ramo di Como. Le possibili cause di questi imponenti movimenti sono numerose. In genere questi movimenti in ambito subacqueo possono essere dovuti a un sovraccarico di materiale dovuto a un alto tasso di sedimentazione, alla fluttuazione del livello dei laghi o a movimenti tellurici. Fenomeni di questo tipo sono assolutamente prevedibili in un ambiente lacustre pelagico, ma non possono essere ipotizzati per il settore dell'attuale area urbana di Como, dove dovevano esistere condizioni morfobatimetriche assai regolari, con una profondità dell'acqua assai limitata, una pendenza praticamente nulla del fondo del bacino e un ambiente di sedimentazione a bassa energia.

Il tasso di sedimentazione a Como-Piazza Verdi per questo periodo è approssimabile a circa 0.2 cm/yr, valore simile a quello massimo per il *plateau* di Bellagio (Fanetti, 2004) dove sono state ritrovate le torbidity di Argegno (Fanetti *et al.*, 2008), e molto inferiore a quello registrato per le zone più profonde del Ramo di Como (0.6 cm/yr; Fanetti *et al.*, 2008) e del Ramo di Lecco (1.0 cm/yr; Chiaudani e Premazzi, 1993). Questo tasso di sedimentazione piuttosto basso poco probabilmente può portare a un sovraccarico di materiale in ambito sommerso tale da generare frane imponenti.

Dati sulle oscillazioni oloceniche del livello dei laghi legate alle fluttuazioni dei ghiacciai non sono disponibili per l'area lariana; in ogni caso c'è da notare che eventuali variazioni del livello

molto probabilmente non sarebbero state apprezzabili nel caso di un grande lago provvisto di emissario, come il Lago di Como.

Un evento che potrebbe spiegare la frana può essere un terremoto che abbia provocato una frana subacquea. Questa situazione può essere compatibile poiché nei sedimenti olocenici sono stati riconosciuti macroresti e palinomorfi tipici di acque calde e profonde quali quelle tipiche dell'Olocene (resti di alghe, chironomidi e briozoi): sembra verosimile quindi che il materiale franato non provenisse da ambiente subaereo, bensì da zone subacquee. L'area di Como è considerata una zona a basso rischio sismico (Guidoboni, 1986), ma si sono verificati terremoti di magnitudo stimata tra 6.0 e 6.5 in Pianura Padana in AD 1 117 e 1 222: gli studi più recenti indicano che il silenzio delle fonti storiche e la mancanza di osservazioni strumentali relativamente ad eventi sismici locali di $M > ca. 4.5$ nella zona dell'Insubria non siano dovuti all'assenza di strutture tettoniche capaci di produrre terremoti rilevanti, bensì all'incompletezza dei dati disponibili a catalogo e/o ai lunghi tempi di ritorno di tali terremoti (ad es. Sileo *et al.*, 2007; Chunga *et al.*, 2007; Michetti *et al.*, 2012). La causa principale delle torbiditi nel bacino di Argegno sembra quindi al momento quella del terremoto, che potrebbe aver dato il colpo finale ad un contesto già instabile per gli altri motivi sopra esposti. Le due torbiditi potrebbero essere state causate una dal terremoto di Brescia nel 1 222 AD e l'altra dallo stesso evento che ha causato una torbidite coeva nei sedimenti del lago proglaciale di Sils, in Engadina (Blass *et al.*, 2005), a circa 60 km da Bellagio, evento presumibilmente costituito da un terremoto originatosi nel 700 AD circa lungo una faglia attiva (Schmid *et al.*, 1990). Forti terremoti sembrano essere stati l'origine di analoghe torbiditi ritrovate nel Lago d'Iseo (Lauterbach *et al.*, 2012), nel Lago di Zurigo (Strasser *et al.*, 2006) e nel Lago di Lucerna (Schnellmann, 2004).

Testimonianze storiche raccontano di frane subaeree di materiale in laghi, tanto imponenti da provocare distruttive onde anomale. Nel Nord Italia ciò avvenne frane nel Lago Maggiore intorno al 1860 (Zecchi, 2006) e in Svizzera nel Lago Lemano nell'anno 563 (Kremer, 2012) e nel 1806 lungo le coste del Lago di Lauerz (Thuro e Hatem, 2010). Onde anomale si sollevarono invece in seguito a un terremoto con epicentro nel Vallese (Svizzera) nel 1960 a Verbania e nel Lago di Garda per due eventi sismici con epicentro nei pressi di Monte Baldo, nel 1866, e Salò, nel 1901 (Zecchi, 2006). Testimonianze storiche di forti terremoti e onde anomale si trovano nell'opera *Historiae Patriae - Libri Duo*, scritta nella prima metà XVI sec. da Benedetto Giovio e in *Compendio della Istoria di Como* steso da Basilio Parravicini nel 1883. La tradizione orale comasca è ricca di edifici scomparsi, "sepolti dalle acque", quali chiese edificate sulle rive del lago e le ville di età romana di Plinio il Giovane.

Eventi franosi subacquei cosismici sono quindi altamente probabili nel bacino lariano, ma solo dove le condizioni dell'ambiente di sedimentazione e della paleobatimetria potevano consentirlo. Condizioni simili non sembrano credibili per il settore dell'attuale area urbana di Como.

14.2 La ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale nell'area lariana tra Tardiglaciale e Olocene

Di seguito si espone la ricostruzione paleoambientale emersa dai nuovi dati paleobotanici (polline - cap.10; macrofossili - cap.11; microfossili - cap.11; palinomorfi - cap.12; micro e macrocarboni - cap.13), geofisici (cap.9) e stratigrafici (cap.7) ottenuti dalle ricerche effettuate durante il presente dottorato, con il supporto dei dati geochimici e paleomagnetici (cap.3) e delle datazioni radiocarboniche (cap.8).

La ricostruzione è suddivisa in 6 fasi sulla base dei risultati delle analisi sopra elencate; le sottodivisioni sono state definite principalmente sulla base dei risultati paleobotanici (pollini, palinomorfi e macroresti di alghe) e geofisici e, per quanto riguarda l'Olocene, in base ai periodi descritti in letteratura della sequenza "Blytt-Sernander". La ricostruzione descritta nel § 14.2.4 tiene conto della possibilità sia che la sequenza sia valida tranne la parte compresa tra le due datazioni anomale sia che essa sia completamente valida. Alla descrizione di ciascun periodo seguono alcuni grafici relativi alle analisi che meglio spiegano le caratteristiche illustrate.

14.2.1 Il Tardiglaciale: l'inizio del disgelo (65.10 - 49.50 m)

14.2.2 Il Tardiglaciale: la fase di sedimentazione regolare dopo l'arretramento del ghiacciaio (49.50 - 36.60 m)

14.2.3 Il Tardiglaciale: sviluppo della copertura vegetale dei versanti (36.36 - 32.08 m)

14.2.4 Il Tardiglaciale: la foresta continentale a pino e betulla del Bölling-Allerød (31.97 - 31.16 m) e dello Younger Dryas tra 12 677 e 11 500 cal yr BP (30.84 - 30.54 m)

14.2.5 L'Olocene: l'ambiente palustre-lacustre con deposizione di sedimenti fini (30.46 - 18.00 m)

14.2.5.1 Periodi Preboreale e Boreale: 11 500 - 8 000 cal yr BP (30.46 - 29.13 m)

14.2.5.2 Periodo Atlantico: 8 000 - 4 700 cal yr BP (28.81 - 21.29 m)

14.2.5.3 Periodo Subboreale: 4 700 - 2 800 cal yr BP (21.12 - 18.33 m)

14.2.6 Il deposito fluviale e i riporti di origine antropica (18.00 - 0 m)

14.2.1 Il Tardiglaciale: l'inizio del disgelo (65.10 - 49.50 m)

La stratigrafia consiste nella presenza quasi costante di sabbia e silt, ai quali corrisponde un segnale di MS alto e irregolare (fig.n°5), probabilmente dovuto a materiali magnetici alloctoni (Thompson *et al.*, 1975) trasportati dal ghiacciaio e rilasciati nell'area del sondaggio all'inizio del disgelo, e ai maggiori apporti dai rilievi che erano spogli dalla vegetazione e molto esposti all'erosione. Sono presenti numerosi *dropstones*, cioè clasti centimetrici inglobati dal ghiacciaio che ricopriva l'area e poi rilasciati nel lago al momento del suo scioglimento: questi clasti possono far parte delle componenti alloctone che spiegano in parte l'aumento di della MS. La deposizione in questo contesto glaciolacustre non era quindi del tutto regolare: la maggior parte delle sezioni è anche capovolta e/o caotica a livello paleomagnetico. Anche lo spettro radiogenico (vedi cap.3) riflette l'eterogeneità delle caratteristiche del sedimento: l'andamento tra 48 e 60 m circa rivela uno stile che mostra alternanze di sabbia e di limo.

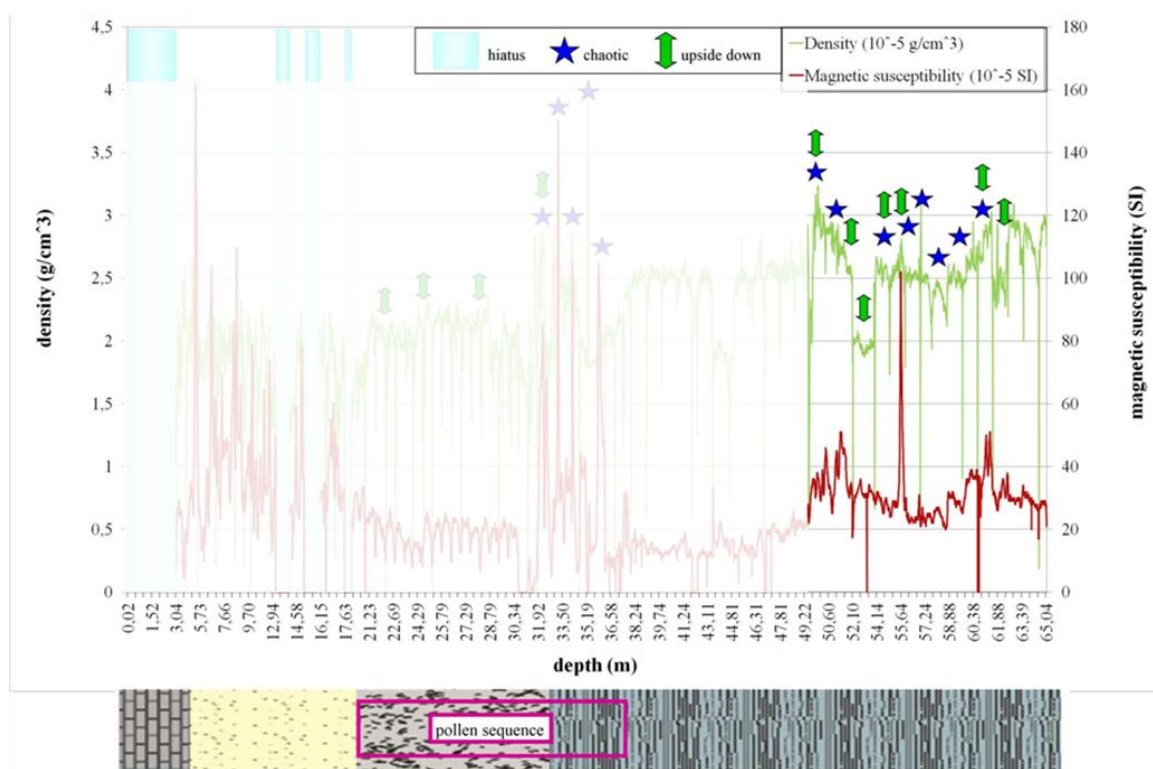


Fig.n°5: grafico illustrante gli andamenti lungo la profondità dei valori misurati di densità (asse Y principale) e suscettività magnetica (asse Y secondario). E' posta in evidenza la parte di sequenza sopra discussa. Al di sotto del grafico si trova la rappresentazione schematica dei diversi ambienti di sedimentazione identificati a livello stratigrafico, con l'indicazione del posizionamento della sequenza pollinica. Sono indicate con dei simboli (vedi legenda) le profondità in cui sono state rilevate sezioni caotiche e/o capovolte in base ai dati paleomagnetici.

Si nota che intorno a 50 m vi è un brusco aumento puntiforme del rapporto K/Ca, indice di apporto terrigeno (fig.n°6); a questa profondità anche la suscettività magnetica (di seguito indicata come MS) ha un rialzo. La densità presenta valori piuttosto alti: esse paiono legate alla compattazione del sedimento dovuto al peso esercitato dalle decine di metri di materiale soprastanti e al basso contenuto di acqua.

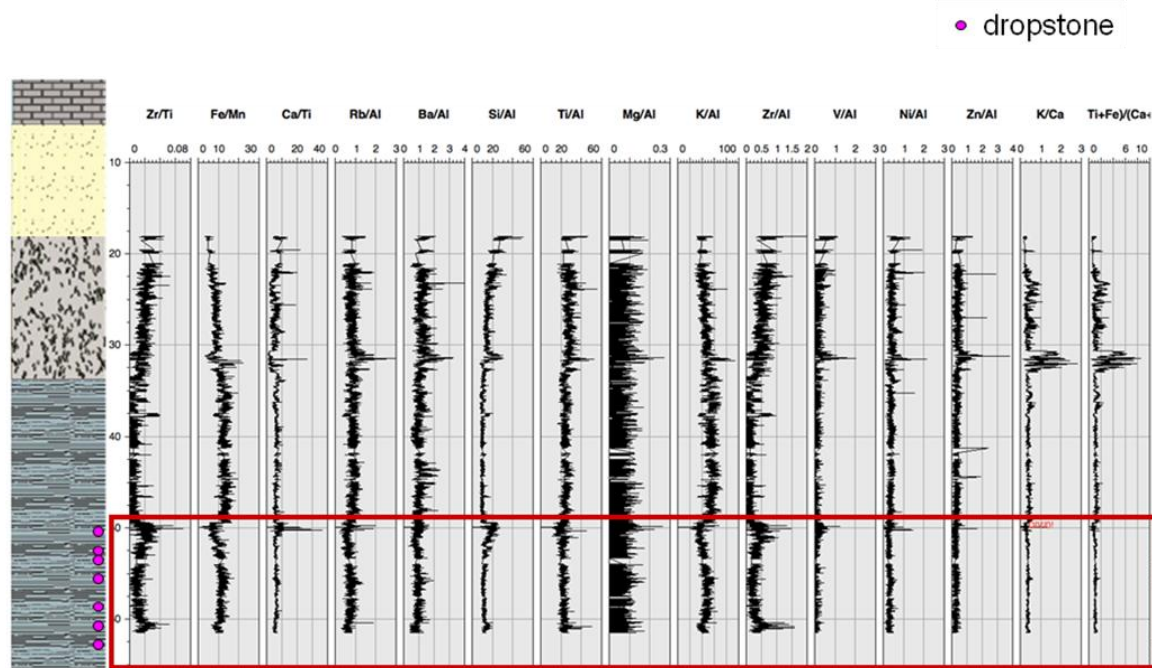


Fig.n°6: grafico illustrante l'andamento dei rapporti tra alcuni degli elementi chimici principali ritrovati nel sedimento. Il rettangolo rosso include la parte di sequenza che corrisponde all'intervallo geofisicamente disturbato sopra discusso. A sinistra è stato posto lo schema illustrante la stratigrafia del sondaggio, con riportate le profondità alle quali sono stati rinvenuti *dropstones* (vedi cap.7).

14.2.2 Il Tardiglaciale: la fase di sedimentazione regolare dopo l'arretramento del ghiaccio (49.50 - 36.60 m)

Successivamente ebbe inizio una fase di deposizione glaciolacustre poco disturbata con sedimenti più fini, come emerge dall'abbassamento dei valori di MS (fig.n°7), che può indicare la deposizione di materiale non alloctono, ad eccezione di qualche *dropstone* sporadico, e un inizio di deposizione di sedimenti fini (valori di MS piuttosto regolari), come appare anche nella stratigrafia, in cui all'argilla si intercalano solo a volte livelli di silt di pochi centimetri. Anche i valori di densità sono abbastanza regolari e piuttosto alti. Caratteristiche di omogeneità sono

state riscontrate anche nello spettro radiogenico (vedi cap.3) e nell'andamento della presenza degli elementi chimici principali (fig.n°8) in tutto l'intervallo di profondità in discussione.

Si deduce che i versanti iniziarono a stabilizzarsi, probabilmente grazie al fatto che la vegetazione cominciò a compattare il suolo. A riprova di ciò vi sono i risultati delle analisi palinologiche che hanno trovato conservati tra 37.79 e 36.60 m granuli pollinici tipici di una vegetazione pioniera di tipo steppa-tundra, composta prevalentemente da *Poaceae*, *Chenopodiaceae* e *Artemisia* con presenza di pino, probabilmente mugo, molto adatto alle condizioni climatiche rigide.

Cominciano in questo periodo i primi ritrovamenti di resti di organismi acquatici, le alghe. Le acque dovevano essere poco profonde, probabilmente meno di 10 m, e si trovavano perciò probabilmente in una condizione di non stratificazione termica. Questo si può dedurre dalla presenza di zigospore di *Desmidiaceae*, tipiche di acque basse.

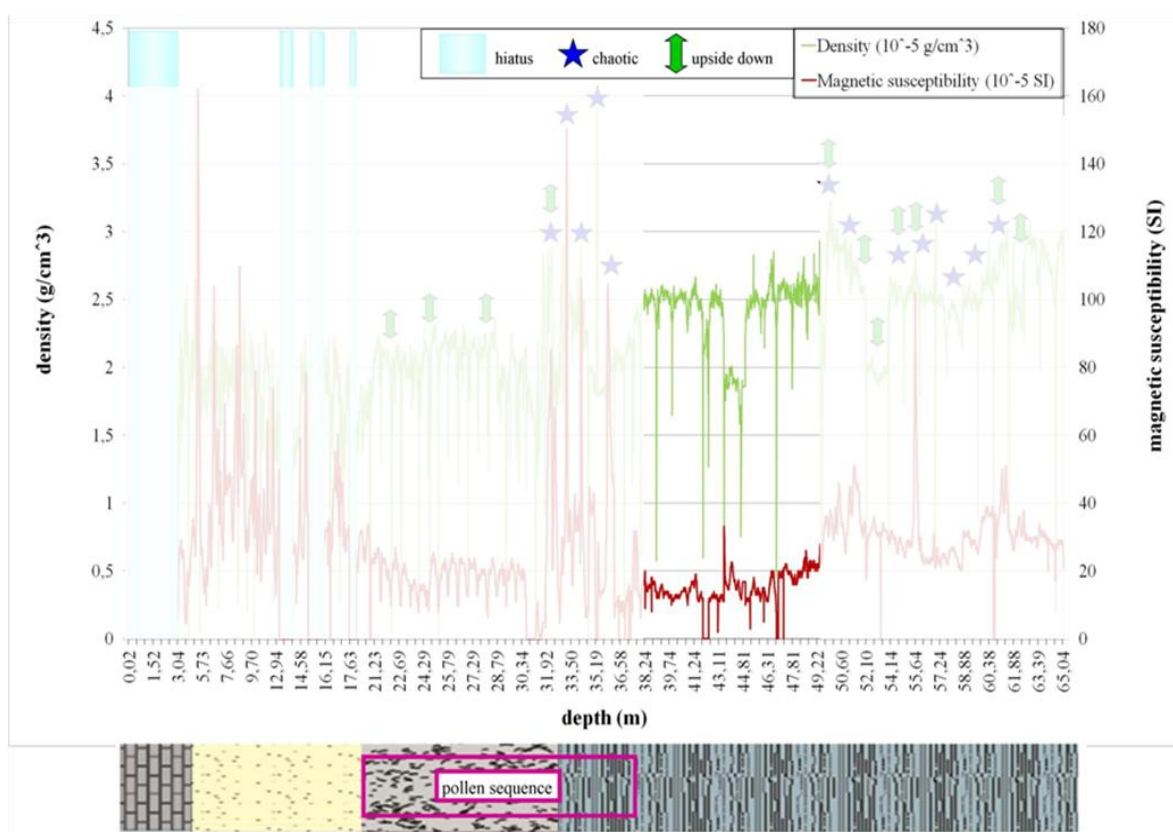


Fig.n°7: grafico illustrante gli andamenti lungo la profondità dei valori misurati di densità (asse Y principale) e suscettività magnetica (asse Y secondario). E' posta in evidenza la parte di sequenza sopra discussa. Al di sotto del grafico si trova la rappresentazione schematica dei diversi ambienti di sedimentazione identificati a livello stratigrafico, con l'indicazione del posizionamento della sequenza pollinica. Sono indicate con dei simboli (vedi legenda) le profondità in cui sono state rilevate sezioni caotiche e/o capovolte in base ai dati paleomagnetici.

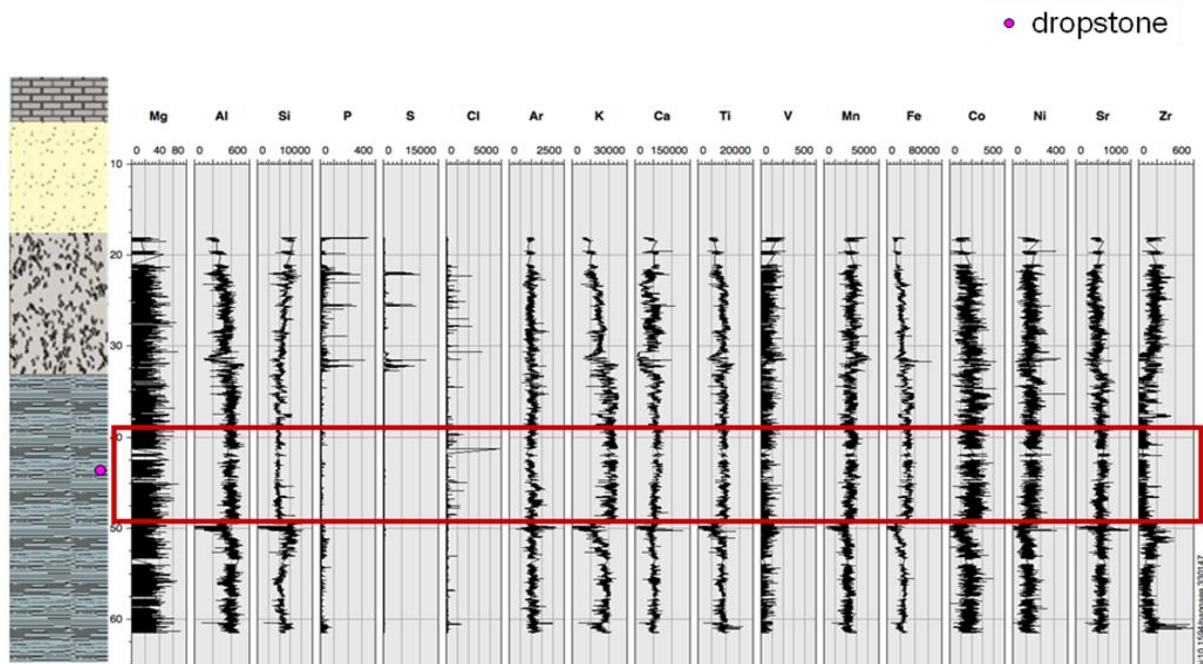


Fig.n°8: grafico illustrante l'andamento degli elementi chimici principali ritrovati nel sedimento. Il rettangolo rosso include la parte di sequenza che corrisponde all'intervallo geofisicamente disturbato sopra discusso. A sinistra è stato posto lo schema illustrante la stratigrafia del sondaggio, con riportate le profondità alle quali sono stati rinvenuti *dropstones* (vedi cap.7).

14.2.3 Il Tardiglaciale: sviluppo della copertura vegetale dei versanti (36.60 - 32.08/32.94 m)

In questo periodo i versanti erano ricoperti dalla vegetazione ritrovata al termine della fase precedente, cioè di tipo steppa-tundra con pino. Questo arco di tempo è differentemente definito in base ai due scenari ipotizzati nel § 14.1.

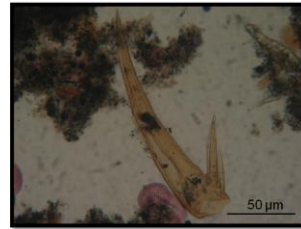
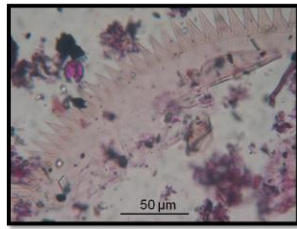
Trascurando la parte di sequenza della sezione n°36, ritenuta non valida per la ricostruzione paleoambientale, quella che si trova fino a 32.08 m è la vegetazione tardiglaciale pioniera appena descritta. I residui inorganici nei campioni sono abbondanti poiché, anche se i versanti erano vegetati, la presenza di erbe non era sufficiente a ridurre drasticamente l'erosione.

In questo periodo vi era un lago proglaciale con acque fredde e basse, come testimoniano la massima concentrazione qui di zigospore di *Desmidiaceae* nell'intera sequenza e la presenza di segmenti post-addominali di cladoceri *Eurycercus lamellatus/glacialis* (fig.n°9), che in letteratura indicano queste caratteristiche delle acque (vedi anche cap.12).

Si ipotizza che solo verso il termine di questa fase il livello del lago fosse aumentato, in quanto i resti di alghe *Desmidiaceae* cedono il passo alle colonie di *Pediastrum*, che indicano aumento di profondità delle acque.

Palinomorfi probabilmente tardiglaciali

- Segmenti post-addominali e parti terminali di zampe del cladocero *Eurycercus* sp. (acque fredde)



- Zigospore di alghe verdi *Desmidiaceae* (acque basse)

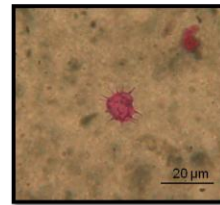


Fig.n°9: alcune foto che ritraggono resti dei due *taxa* individuati come palinomorfi probabilmente risalenti al Tardiglaciale.

Sulla base dei confronti con i dati paleobotanici di altri siti della Regione Insubria si può ipotizzare che i livelli più profondi della sequenza palinologica possano essere più antichi di 16 000 cal yr BP o più recenti di 14 600 cal yr BP, non essendo presente in quantità significativa il pino cembro (intorno all'1%), diffusosi appunto in Insubria tra 16 000 e 14 600 cal yr BP (vedi cap.6). La presenza di abete rosso con percentuali di 3-4% indicherebbe un periodo posteriore a 14 700 cal yr BP, età dalla quale questa specie si diffuse nelle Alpi Meridionali (vedi cap.6). La bassa presenza di pino cembro nel periodo in cui si diffuse in altri siti in Insubria può comunque essere plausibile alla luce di alcune caratteristiche edafiche che lo sfavorirebbero nell'area lariana (vedi discussione in § 16.1.2), così come sono riportate testimonianze di presenza di abete rosso in piccola quantità (vedi discussione in § 16.1.3) già da 17 500 cal yr BP (Lago di Origlio, fornito di datazione radiocarbonica) e sotto forma di macroresti (Palughetto) tra circa 15 638 - 14 442 cal yr BP (Vescovi *et al.*, 2007). D'altra parte la prevalenza di specie erbacee e arbustive nell'area lariana alla base della sequenza palinologica scoraggia l'ipotesi che si tratti

del periodo di espansione del pino cembro in parte dell'Insubria: infatti, l'espansione del pino cembro è accompagnata negli altri siti da un forte aumento di specie arboree come il pino silvestre/mugo e la betulla che sostituiscono in gran parte le erbe. Quest'ultimo periodo, compreso tra 16 000 e 14 600 cal yr BP, potrebbe coincidere con la fase in cui vi è un aumento di pino a scapito delle erbe (metà fase A, vedi § 10.7). La cronologia della base della sequenza pollinica è quindi incerta, ma probabilmente riferibile all'Older Dryas, prima di 16 000 cal yr BP.

14.2.4 Il Tardiglaciale: la foresta continentale a pino e betulla del Bölling-Allerød (31.97 - 31.16 m) e dello Younger Dryas tra 12 677 e 11 500 cal yr BP (30.84 - 30.54 m)

In base alla prima ipotesi interpretativa delle date anomale, nell'area lariana si verificò un cambiamento paleoambientale rilevante verso un innalzamento delle temperature e probabilmente dell'umidità, rispecchiato dalla transizione dalla vegetazione xerofila di clima rigido descritto nel paragrafo precedente a quella continentale (31.97 - 31.16 m). La vegetazione era in questo periodo dominata dal pino silvestre/mugo (fino all'80% circa di presenza), accompagnato dalla betulla, con presenza intorno al 15%. Si nota che contemporaneamente vi fu un drastico calo delle piante erbacee (poacee, artemisia e chenopodiacee) e arbustive di clima rigido (ginepro). Considerando che questa fase deve essere più antica dell'ultima datazione inclusa nel modello età-profondità (circa 13 000 cal yr BP) e basandosi sui confronti con i dati palinologici presenti in letteratura per il Tardiglaciale in Insubria a quote collinari (vedi § 16.1), sembra verosimile che questa fase corrisponda all'interstadiale Bölling-Allerød, fase di miglioramento climatico che avvenne circa 14 700 - 14 300/12 700 cal yr BP (vedi anche § 6.2.2). La copertura vegetale doveva essere molto compatta in quanto l'erosione sembra esigua, vista la quasi assenza di residuo inorganico nei campioni.

Ammettendo che le due datazioni anomale siano frutto di un errore (vedi § 14.1) e accettando quindi come valida la porzione di sequenza tra esse compresa (zona D del diagramma pollinico, vedi § 10.7), è possibile descrivere a livello paleobotanico un'ulteriore fase dell'interstadiale. Si tratterebbe di un periodo particolarmente mite, precedente a quello continentale, che avrebbe favorito la diffusione in quantità rilevante di piante tipiche di clima mite, soprattutto quercia caducifolia, rappresentata per il 20%, accompagnata da abete bianco, tiglio e olmo. La presenza di resti di larve di chironomidi e di alghe (cisti di *taxa* non meglio determinabili e colonie di *Pediastrum*) conferma che i versanti dovevano essere ben vegetati, condizione che limita

l'erosione e l'apporto terrigeno che avrebbe intorbidito l'acqua. Le acque dovevano essere alcaline, come sembra essere dimostrato dalla presenza di gusci di ostracodi, oogoni di *Characeae* e diatomee *Campylodiscus* sp. Queste condizioni ecologiche sono state riscontrate similmente nella parte olocenica inclusa nel modello età-profondità.

Dalle elaborazioni statistiche di ordinazione DCA (fig.n°10) e PCA (fig.n°11) emerge, come dimostrato dai seguenti grafici, che i campioni compresi nei livelli con le datazioni anomale presentano caratteristiche vegetazionali simili a quelle dei campioni coevi (risalenti a un periodo compreso tra circa 11 000 e 8 500 cal yr BP) posti nella parte non rimaneggiata della sequenza, oppure intermedie tra la vegetazione tipica del Tardiglaciale e quella olocenica. Si ricorda comunque che, per quanto riguarda la sequenza completa, l'ordinazione che sembra più adatta è la DCA ma, poiché la lunghezza del gradiente del primo asse della DCA è di poco superiore al limite per cui sono valide sia PCA che DCA (vedi §10.6), si riporta anche il grafico della PCA.

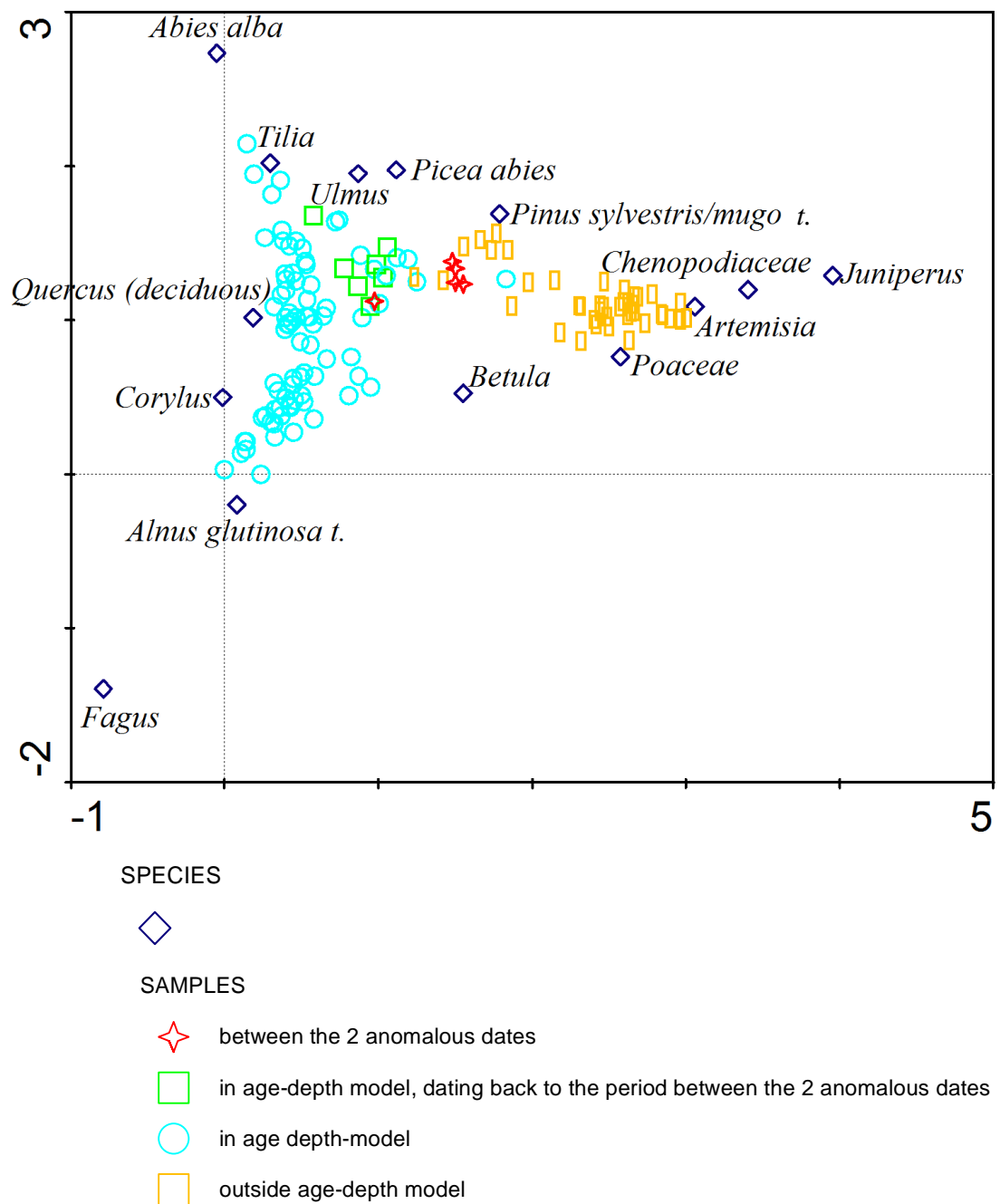


Fig.n°10: DCA della sequenza completa. I rombi indicano le specie e gli altri simboli i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alla posizione nella porzione di sequenza compresa tra le due datazioni escluse dal modello età profondità (date anomale), nella porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità risalente alle età comprese tra le due datazioni anomale, nella porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità, nella porzione di sequenza esclusa dal modello età-profondità.

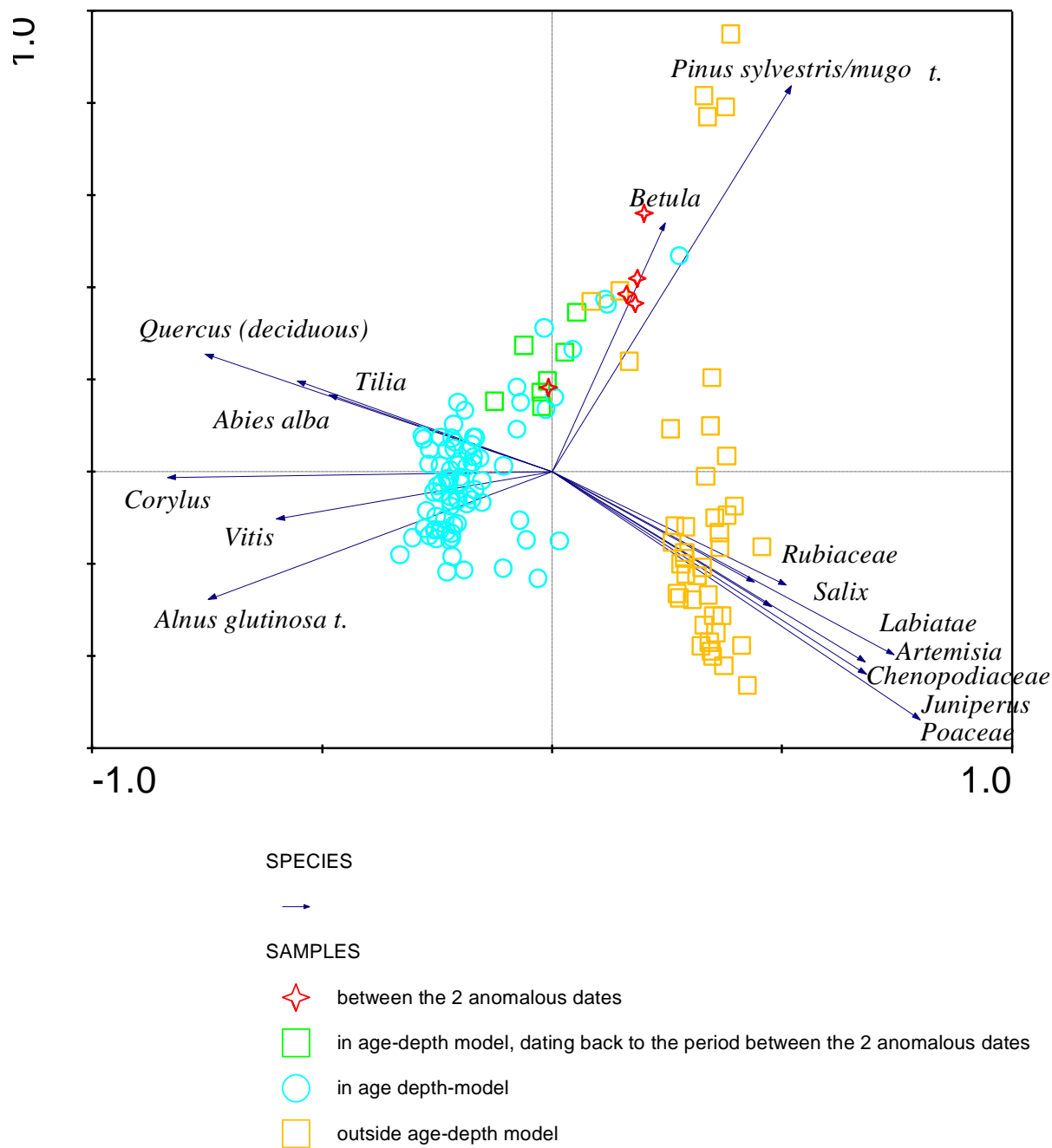


Fig.n°11: PCA della sequenza completa. Le frecce indicano i vettori delle specie e i simboli i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alla posizione nella porzione di sequenza compresa tra le due datazioni escluse dal modello età profondità (date anomale), nella porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità risalente alle età comprese tra le due datazioni anomale, nella porzione di sequenza inclusa nel modello età-profondità, nella porzione di sequenza esclusa dal modello età-profondità.

Questa fitocenosi testimonierebbe particolari condizioni climatiche nell'area lariana non riscontrate in altri siti del N-Italia (vedi § 16.1.1.), date probabilmente dall'alta influenza mitigatrice delle acque del Lago di Como. Inoltre, è possibile anche ipotizzare che l'area di Como fosse la più prossima ai rifugi in pianura di queste specie, che raggiunsero prima la zona circostante l'attuale città prima di migrare verso i siti a latitudini e altitudini maggiori.

Successivamente, a partire da circa 13 000 anni fa, durante lo Younger Dryas, la vegetazione era ancora costituita dalla foresta continentale, ma cominciarono a comparire (o comparvero nuovamente, se si ritiene valida la fase con piante mesofile) alcune specie tipiche di clima mite come quercia, abete bianco, tiglio, olmo e nocciolo, che in poco più di 1 millennio divennero le componenti più importanti nei boschi lariani. Questo periodo fu caratterizzato soprattutto nelle fasi iniziali da un marcato aumento delle temperature estive atmosferiche estrapolato da studi su chironomidi nel Lago di Origlio (fig.n°12): all'inizio dello Younger Dryas le temperature erano aumentate di 3°C rispetto a 500 anni prima (Samartin *et al.*, 2012). Questa condizione ha sicuramente favorito il rafforzamento delle popolazioni di specie mesofile.

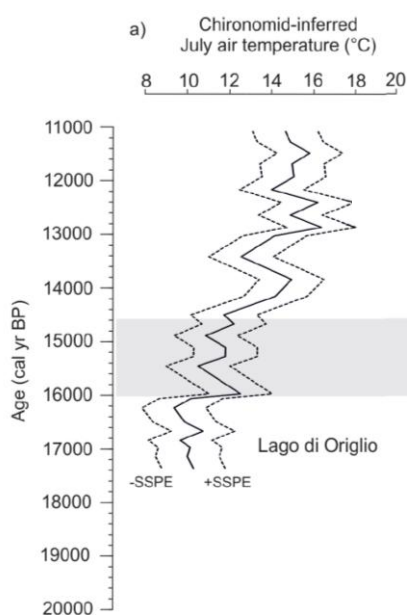


Fig.n°12: temperature dell'aria di Luglio stimate sulla base degli studi sui chironomidi per il Lago di Origlio (incluso l'errore di predizione specifico del campione: SSPE). In grigio è rappresentato il riscaldamento climatico avvenuto in seguito all'evento Heinrich 1 (16 700 – 16 000 cal yr BP). Da: Samartin *et al.*, 2012; modificato).

14.2.5 L'Olocene: l'ambiente palustre-lacustre con deposizione di sedimenti fini (30.46/29.93 - 18.00 m)

Durante l'Olocene il clima temperato e generalmente stabile permise l'insediamento di una vegetazione boschiva mesofila lungo i versanti del lago, come testimoniato dalle analisi palinologiche, dall'alto contenuto di macroresti vegetali e dall'aumento di resti di acari *Oribatida*, tipici delle foreste. Questo ha permesso un'efficace stabilizzazione dei versanti che rese la sedimentazione indisturbata nell'ambiente palustre-lacustre.

I valori di MS e densità sono stabili e indicano che non vi è più consistente apporto alloctono e che il sedimento è omogeneo, soprattutto a partire da 24.90 m, profondità dalla quale vi è la preponderanza di argilla (fig.n°13); caratteristiche di regolarità sono visibili anche dai risultati delle analisi geochimiche (fig.n°14). Tre sezioni di circa 40 - 60 cm di lunghezza risultano capovolte dal punto di vista paleomagnetico, disturbo non riscontrato dalle analisi geofisiche e stratigrafiche: questa caratteristica non viene qui considerata influente in modo significativo sulla ricostruzione paleoambientale, in quanto le caratteristiche geofisiche e paleobotaniche sono omogenee all'interno di queste sezioni.

Sono state rintracciate grazie alle analisi di polline e microcarboni delle importanti variazioni ambientali durante l'Olocene dovute all'impatto antropico, non registrate dai parametri geofisici. Questi mutamenti sono di seguito descritti, e approfonditi per interpretarne tipo ed entità nel capitolo successivo (cap.15).

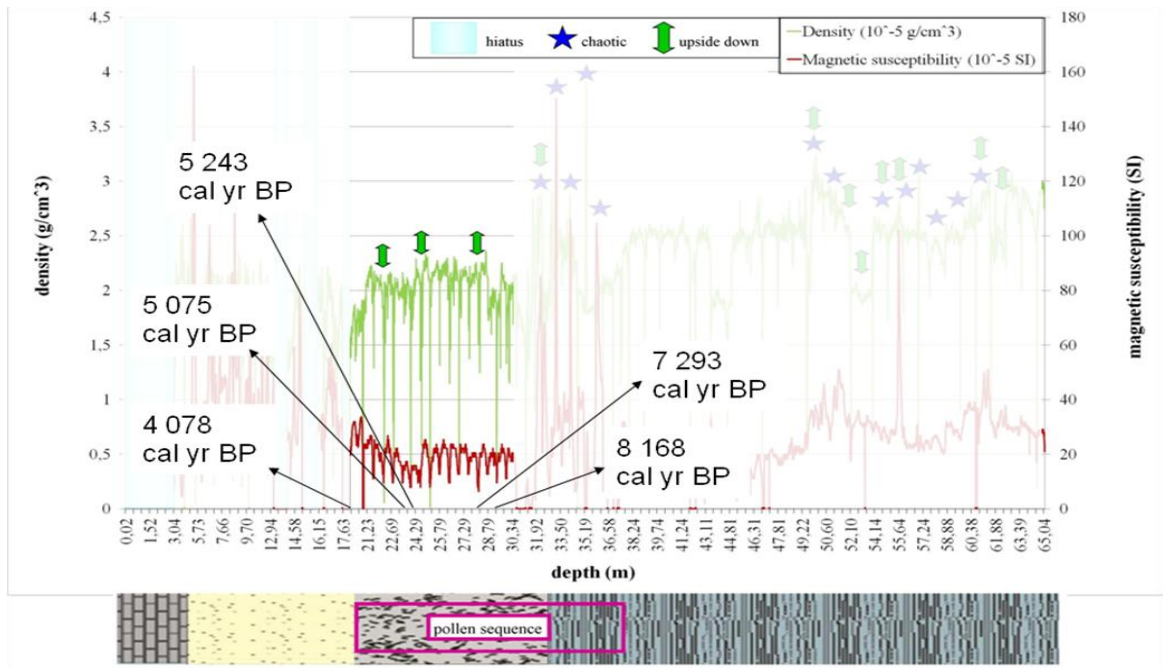


Fig.n°13: grafico illustrante gli andamenti lungo la profondità dei valori misurati di densità (asse Y principale) e suscettività magnetica (asse Y secondario). E' posta in evidenza la parte di sequenza sopra discussa. Al di sotto del grafico si trova la rappresentazione schematica dei diversi ambienti di sedimentazione identificati a livello stratigrafico, con l'indicazione del posizionamento della sequenza pollinica. Sono indicate con dei simboli (vedi legenda) le profondità in cui sono state rilevate sezioni caotiche e/o capovolte in base ai dati paleomagnetici.

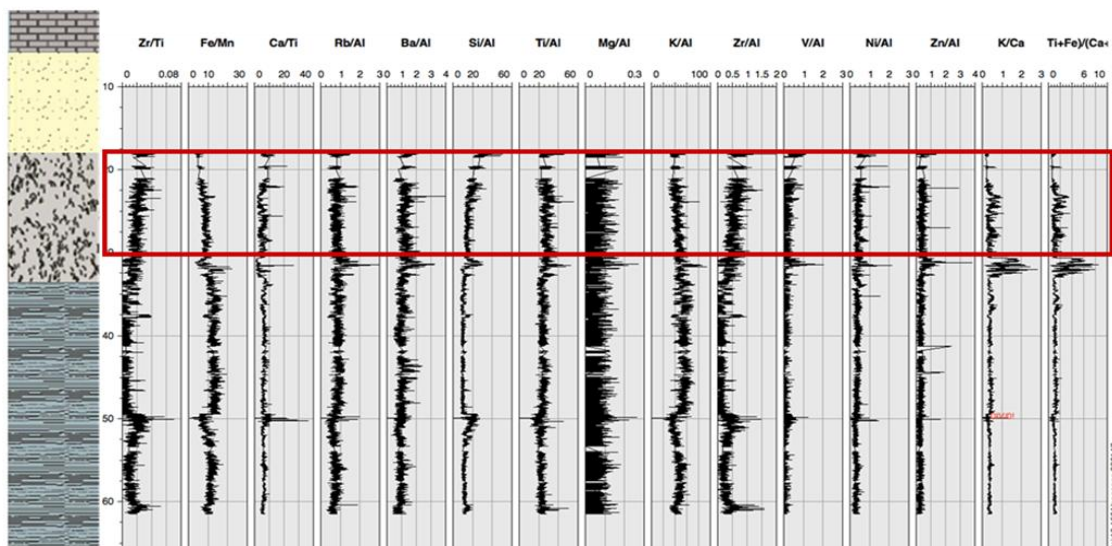


Fig.n°14: grafico illustrante l'andamento dei rapporti tra alcuni degli elementi chimici principali ritrovati nel sedimento. Il rettangolo rosso include la parte di sequenza che corrisponde all'intervallo geofisicamente disturbato sopra discusso. A sinistra è stato posto lo schema illustrante la stratigrafia del sondaggio (vedi cap.7).

Di seguito si sintetizzano in una tabella le variazioni di presenza delle specie più rappresentative nel corso dei millenni durante l'Olocene, con la comparazione anche con la vegetazione Tardiglaciale per evidenziare la marcata variazione delle fitocenosi al passaggio tra Tardiglaciale e Olocene. La tabella si basa prendendo come valida la prima ipotesi di interpretazioni delle datazioni anomale.

cal yr BP	depth (m)	<i>Alnus glutinosa</i> type	<i>Pinus sylvestris/mugo</i> type	<i>Quercus</i> (deciduous)	<i>Corylus</i>	<i>Picea abies</i>	<i>Tilia</i>	<i>Betula</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Abies alba</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Cerealia</i>	<i>Pinus cembra</i>	<i>Chenopodium</i>
4 000 – 5 000	18.33 - 22.42														
5 000 – 6 000	22.55 – 25.35														
6 000 – 7 000	25.40 - 27.11														
7 000 – 8 000	27.43 – 29.34														
8 000 - 9 000	29.13 - 29.58														
9 000 - 11 500	29.93 - 30.46														

11 500 - 13 000 (Younger Dryas)	30.54 - 30.84														
Bölling-Allerød ?	31.16 - 31.97														
Older Dryas?	32.08 - 37.79														

> 5%	tracce > 3%
------	-------------

Il passaggio da Tardiglaciale a Olocene fu drammatico dal punto di vista vegetazionale, e non soltanto a livello qualitativo. Le analisi di ordinazione DCA (fig.n°15) e PCA (fig.n°16) mostrano la forte transizione tra una vegetazione composta dalle specie di tundra-steppe con pino e betulla alla vegetazione mesofila; questo passaggio è sostanzialmente rappresentato da quello tra la parte di sequenza al di fuori del modello età-profondità e quella inclusa, la cui data più antica risale all'ultimo periodo Tardiglaciale (Younger Dryas). Si ricorda comunque che, per quanto riguarda la sequenza completa, l'ordinazione che sembra più adatta è la DCA ma, poiché

la lunghezza del gradiente del primo asse della DCA è di poco superiore al limite per cui sono valide sia PCA che DCA (vedi §10.6), si riporta anche il grafico della PCA. Tale passaggio è ben visibile anche nelle PCA (fig.n°17) della sola parte compresa nel modello età-profondità, la cui parte più antica (soprattutto COM-8, Younger Dryas) è risultata significativamente differente dai livelli superiori anche dal punto di vista statistico.

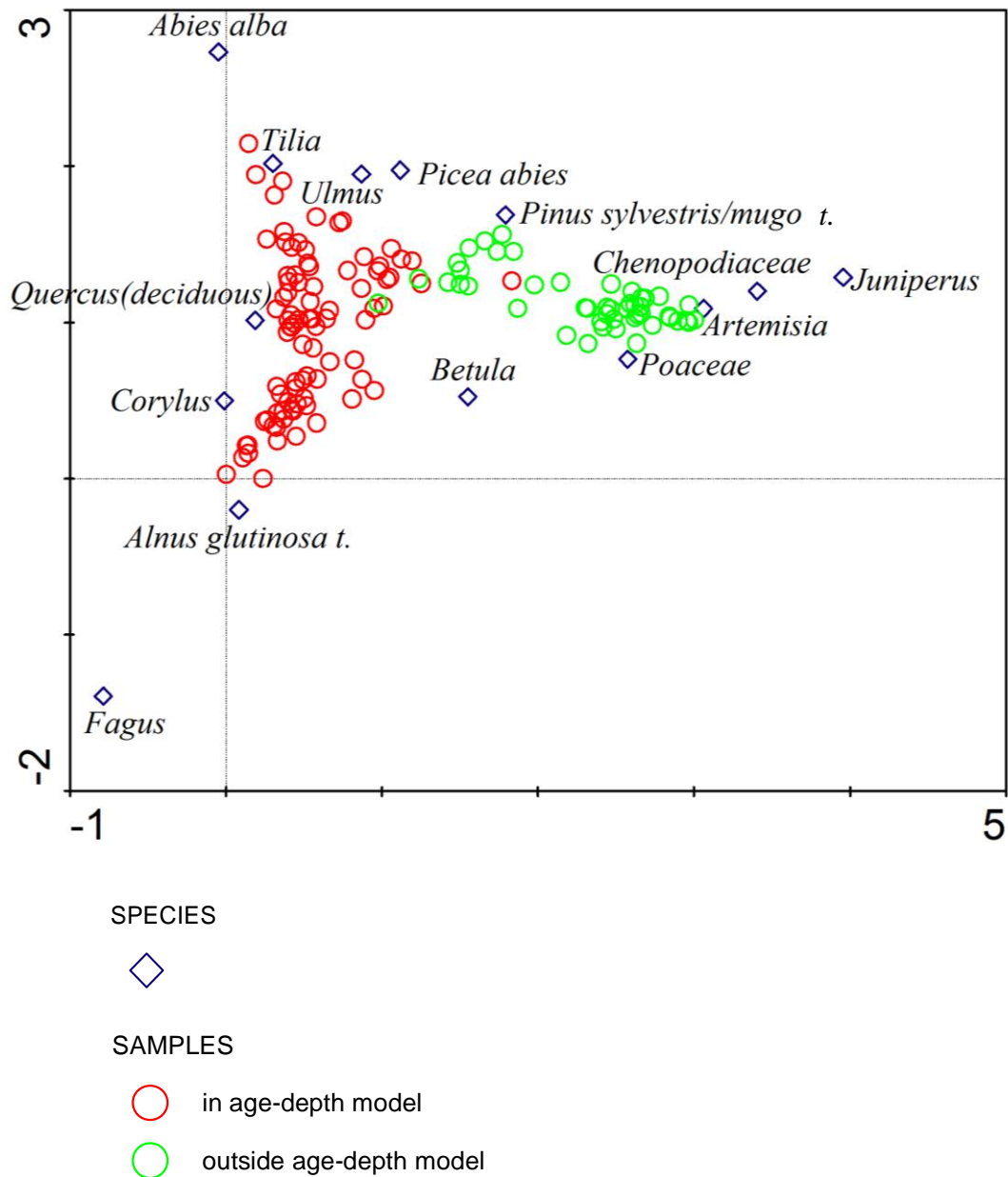


Fig.n°15: DCA della sequenza completa. I rombi indicano le specie e i cerchi rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alla loro inclusione o esclusione rispetto al modello età-profondità.

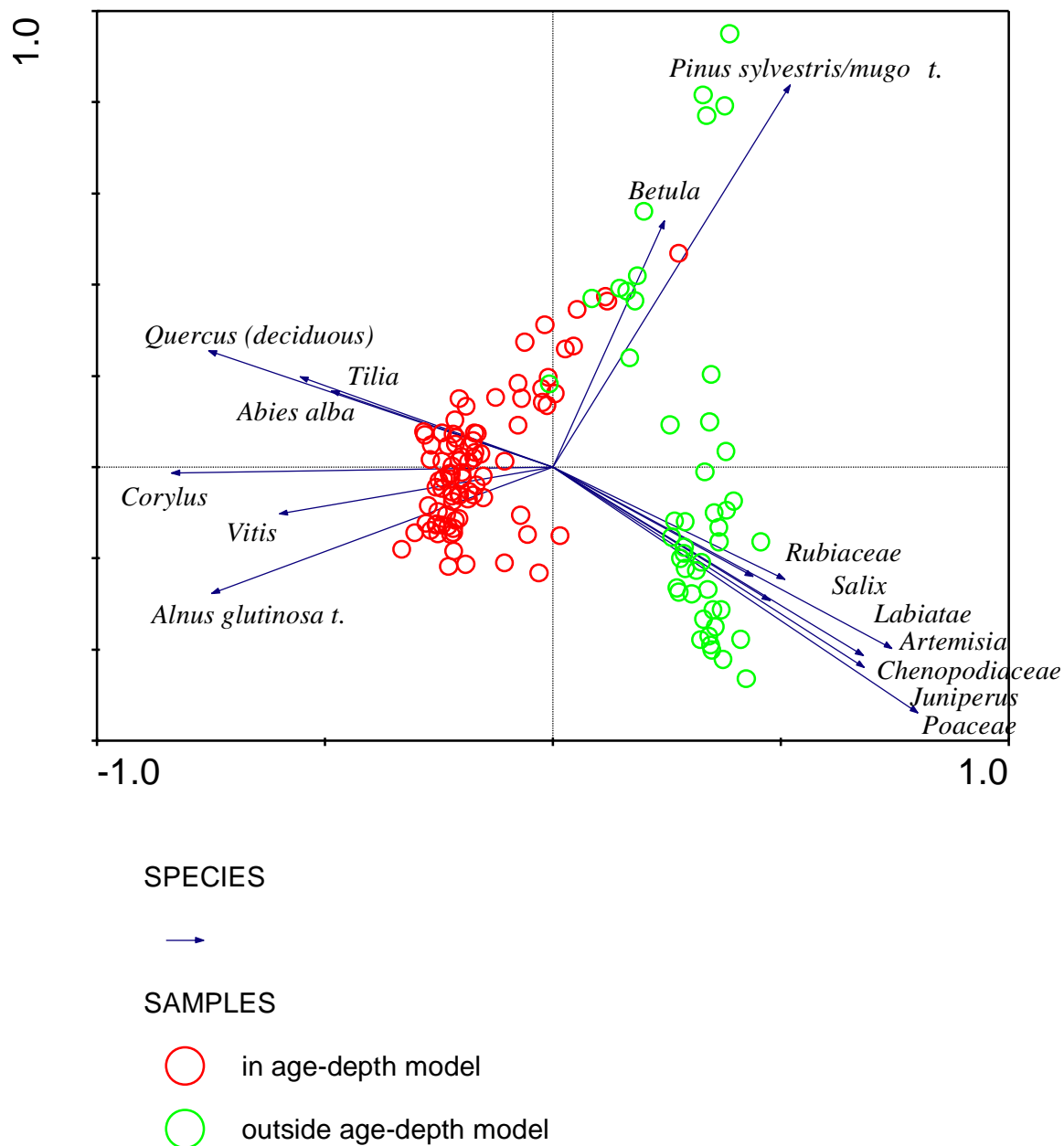


Fig.n°16: PCA della sequenza completa. Le frecce indicano i vettori delle specie e i simboli rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alla loro inclusione o esclusione rispetto al modello età-profondità.

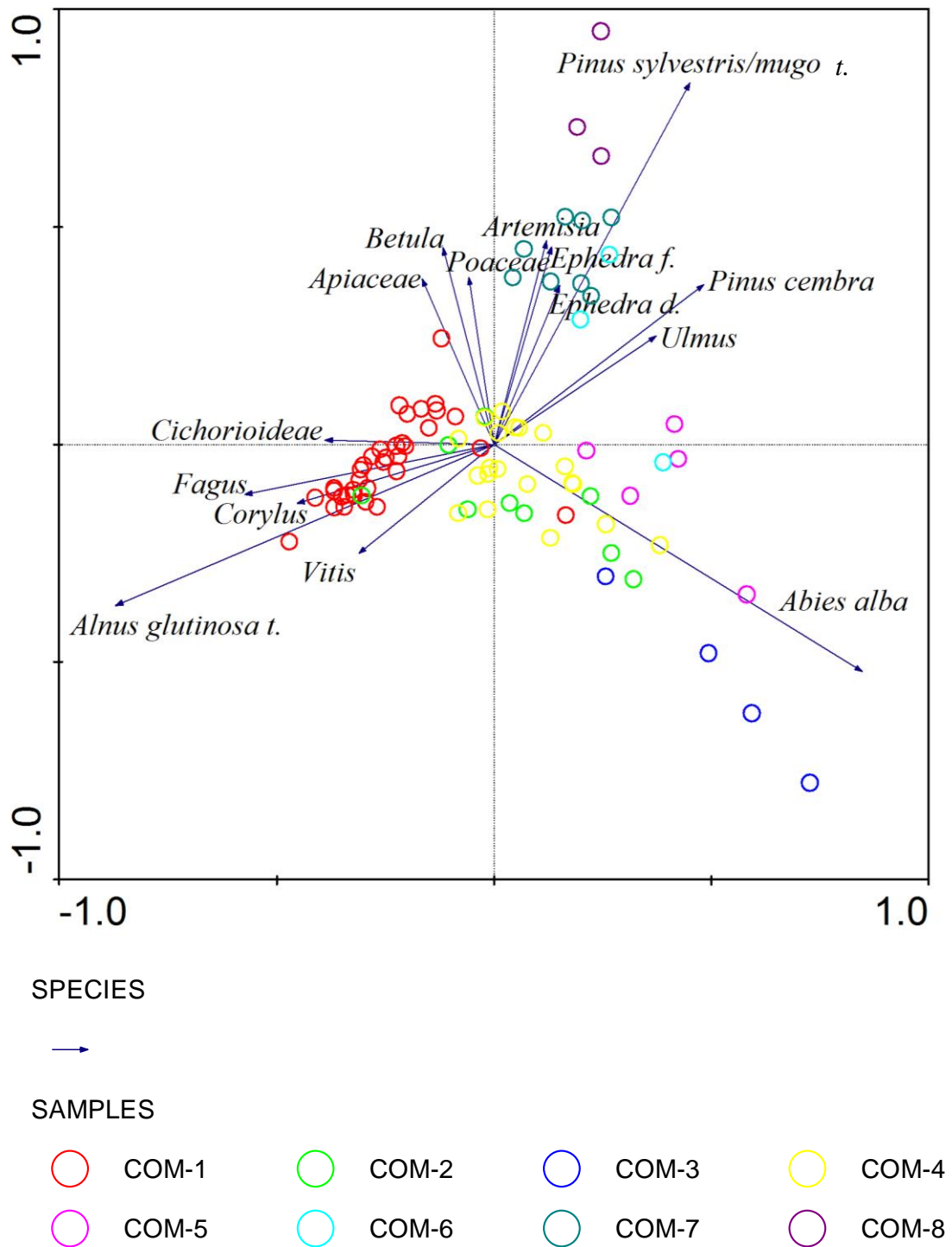


Fig.n°17: PCA della sequenza inclusa nel modello età-profondità. Le frecce indicano i vettori delle specie e i simboli rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alle zone in cui è stata suddivisa la sequenza pollinica (vedi cap.10 per i dettagli).

Notevole è anche la variazione dei valori di diversità palinologica. In particolare, si nota che in corrispondenza del passaggio sopra descritto vi è un generale innalzamento della ricchezza e soprattutto della *evenness* (fig.n°18), fatto che indica che a partire dall'Olocene vi sono meno specie dominanti e più equiripartizione tra i *taxa*. Al contrario, durante il Tardiglaciale, il pino fu, soprattutto dopo il primo tipo di vegetazione quasi solo erbaceo (fino a 35.50 m circa), la specie dominante (fig.n°19); ciò portò a una forte diminuzione della diversità, sia poiché il numero delle altre specie diminuiva (diminuzione della ricchezza), sia perché la presenza delle poche altre specie diventava esigua (diminuzione della *evenness*).

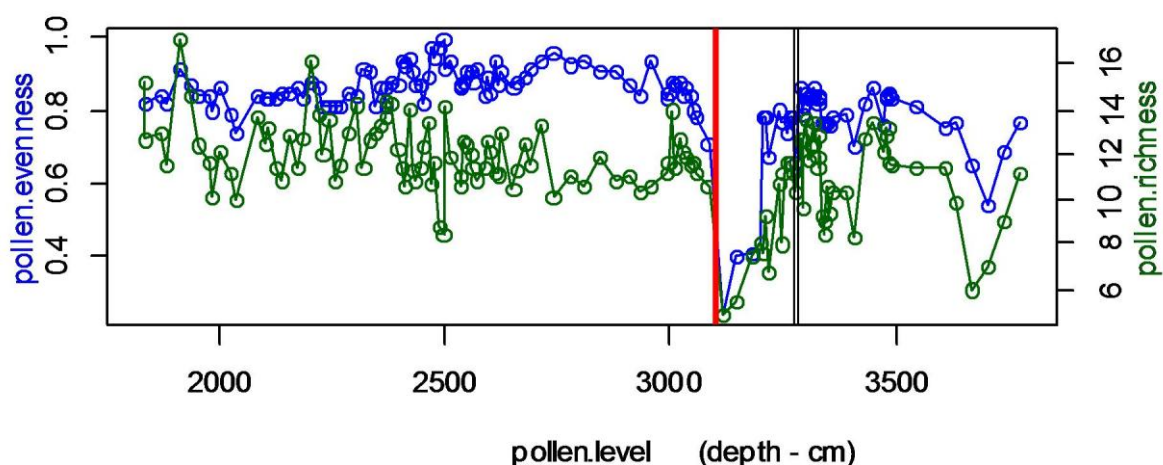


Fig.n°18: grafici raffiguranti gli andamenti di *evenness* e di ricchezza palinologica. La linea rossa indica il livello più antico della sequenza inclusa nel modello età-profondità, le linee nere le posizioni delle due datazioni anomale (32.91 m - 8 488 cal yr BP; 33.52 m - 11 070 cal yr BP), i cui campioni più vicini hanno i seguenti valori: 32.89 m - *evenness*: 0.86, *richness*: 12.68; 32.50 m - *evenness*: 0.77, *richness*: 11.22.

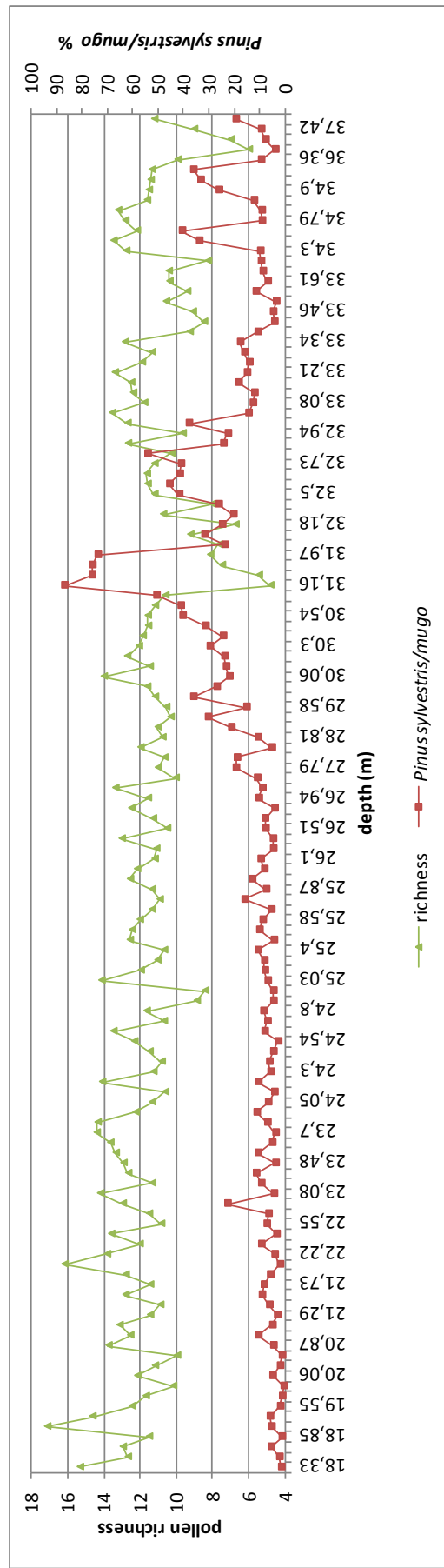
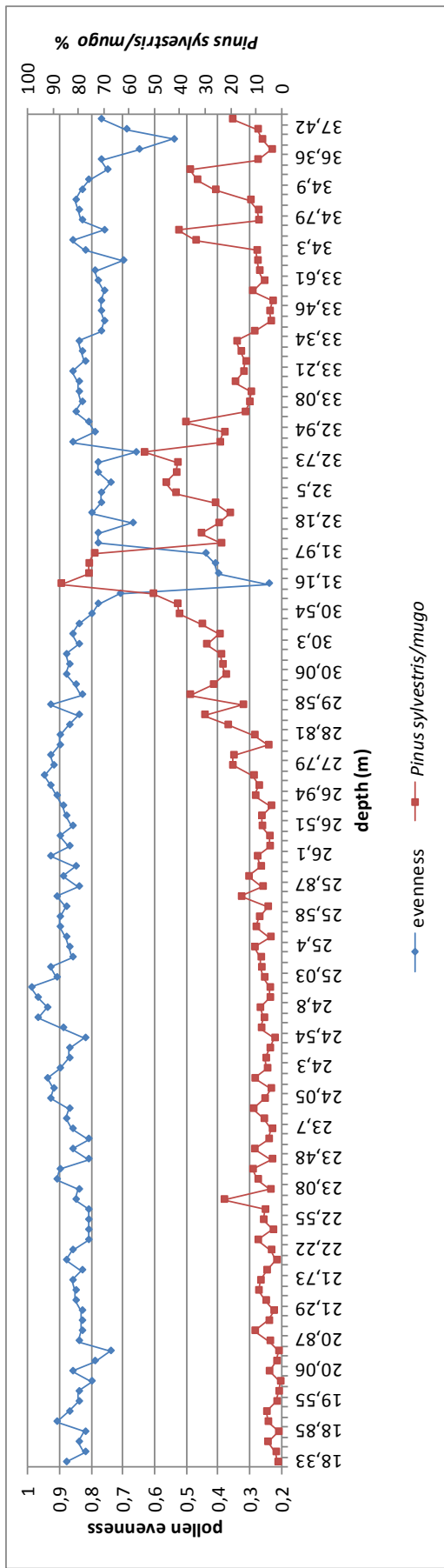


Fig.n°19: grafici illustranti i confronti tra l'andamento della presenza pollinica di *Pinus sylvestris/mugo* e gli andamenti di *evenness* e *richness*.

14.2.5.1 Periodi Preboreale e Boreale: 11 500 - 8 000 cal yr BP (30.46 - 29.13 m)

Durante il periodo Preboreale la vegetazione nell'area lariana era costituita da foreste di pino, in declino del 50% rispetto allo Younger Dryas, e dalle piante mesofile comparse precedentemente che trovarono in questo periodo un clima favorevole per espandersi in modo permanente.

A 28.45 m di profondità sembra essersi verificata una pulsazione fredda testimoniata dall'aumento puntuale soprattutto di *Poaceae* (da 6.5% a 27.8%), al quale si accompagna quello di specie collegate a climi rigidi, come *Juniperus* (da 0% a 1%), e ad altri tipici di ambienti di steppa o di impatto antropico, come *Artemisia* (da 0% a 3,7%) e *Chenopodiaceae* (da 0% a 1,2%).

E' stato registrato nelle carote di ghiaccio della Groenlandia un evento freddo datato 8 200 cal yr BP, ma in base alle datazioni disponibili e al modello età-profondità elaborato la profondità di Como-Piazza Verdi corrisponde a un'età di circa 7 700 cal yr BP. Considerando gli errori verticali e orizzontali (vedi modello età-profondità in cap.8) delle due datazioni su cui è estrapolata l'età di 28.45 m, l'età più antica che può assumere il livello in questione è 8 000 cal yr BP circa. La data di inizio stabilita in letteratura per l'evento 8 200 cal yr BP ha un errore che può renderla principiante 8 145 cal yr BP come estremo più recente. Non è quindi totalmente escludibile che questa puntuale variazione in Como-Piazza Verdi possa corrispondere all'evento presente in letteratura, considerando che il modello età-profondità è comunque teorico. L'evento come riportato in letteratura è molto breve e si estende per soli 150 anni circa (Kobashia *et al.*, 2007).

14.2.5.2 Periodo Atlantico: 8 000 - 4 700 cal yr BP (28.81 - 21.29 m)

Il periodo Atlantico è definito "*Optimum climaticum*" per le caratteristiche climatiche caldo-umide particolarmente favorevoli alla vegetazione mesofila. In base alla analisi palinologiche nell'area lariana si affermarono definitivamente i boschi mesofili misti composti in gran parte da quercia, pino, abete bianco, ontano e nocciolo, con presenza di abete rosso, olmo, tiglio e di alcune essenze mediterranee (*Olea* soprattutto, con valore massimo dell'1% a circa 4 300 cal yr BP, e *Pistacia*, con valore massimo dello 0.5% a circa 7 100 cal yr BP). In particolare, si nota che fin dall'inizio di questo periodo aumenta la presenza di abete bianco e ontano, con una contemporanea diminuzione di pino, proprio in riflesso dell'aumento delle temperature e dell'umidità. Queste foreste sono state denominate in letteratura "Insubriche" (Tinner *et al.*,

1999). La grande presenza di abete bianco insieme a latifoglie mesofile è dovuta al fatto che questa specie ha esigenze ecologiche ad esse simili e che non è in grado di formare spontaneamente popolamenti puri: questo è dovuto al fatto che le plantule non trovano un substrato adeguato nell'humus prodotti dalla decomposizione delle foglie degli abeti bianchi adulti, per cui possono svilupparsi solo sotto esemplari arborei di altra specie (Bernetti, 2005).

La predominanza dell'abete bianco nelle fasi a esso più favorevoli a livello climatico portò quasi sempre alla diminuzione del numero complessivo delle specie, analogamente a quanto avvenne nel Tardiglaciale nel caso del pino; nel caso dell'abete bianco però si nota che le altre specie erano presenti in quantità simili tra loro (fig.n°20), infatti l'andamento dell'abete bianco e della *evenness* è approssimativamente parallelo. Ciò può significare che vi era comunque un certo equilibrio naturale nel bosco, soprattutto se si considera anche che l'abete bianco è sovrarappresentato perché produce molto polline che si disperde maggiormente rispetto ad altre specie.

Per quanto riguarda l'altra importante specie che costituiva i boschi misti, cioè la quercia, si nota che la conseguenza sulla diversità nei periodi in cui questo *taxon* aumentava nella presenza era quasi sempre una riduzione della ricchezza complessiva, quando invece diminuiva un aumento della equiripartizione (fig.n°21).

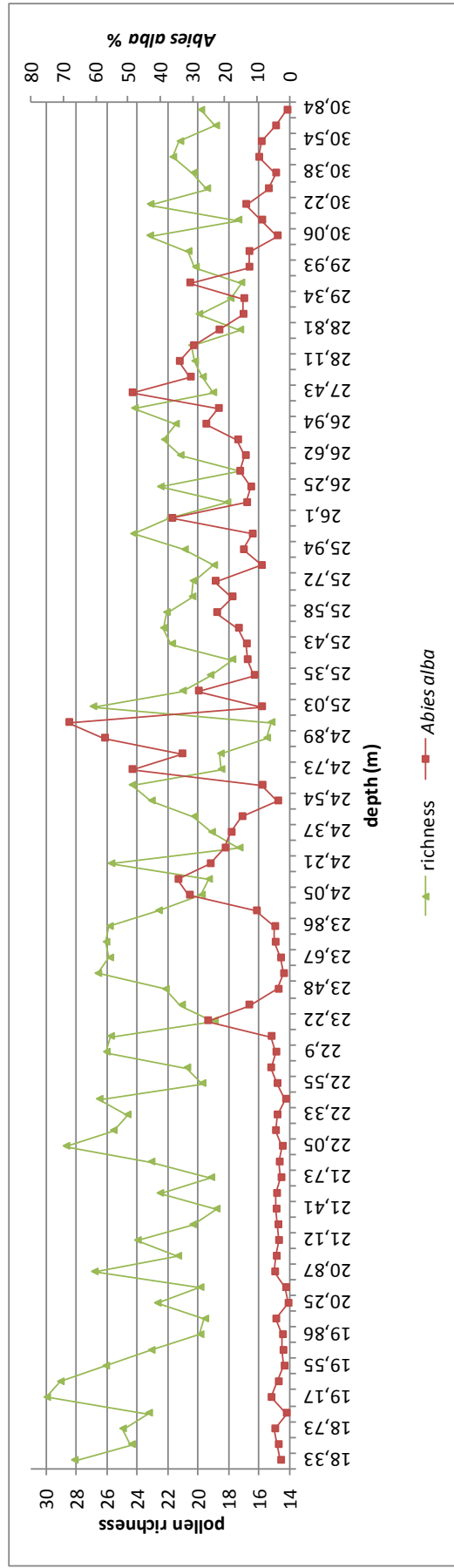
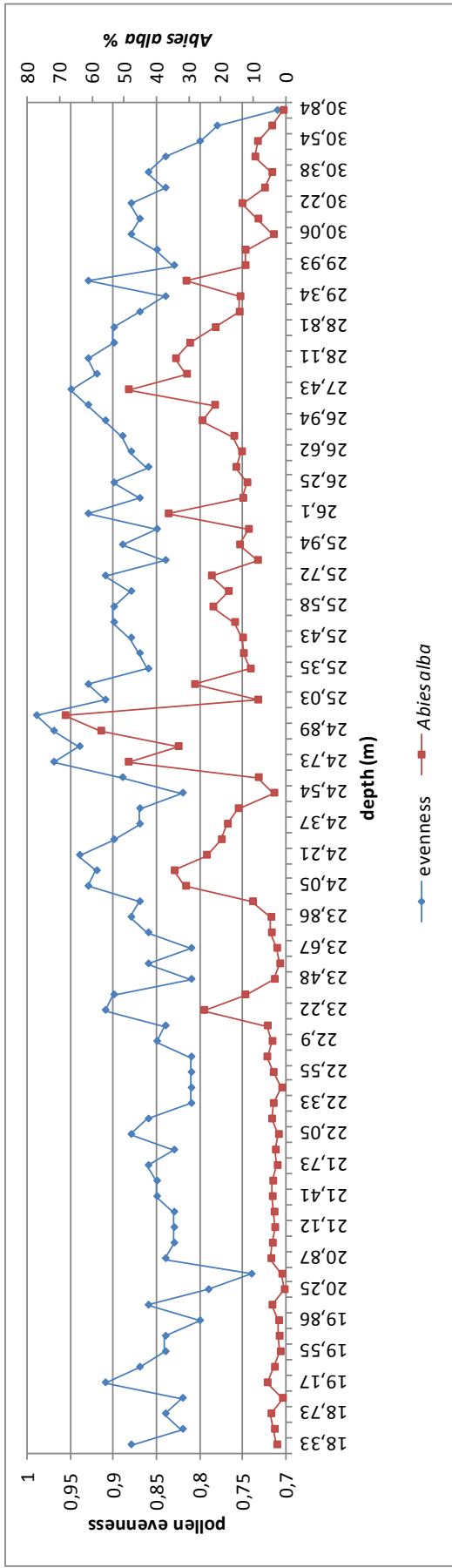


Fig.n°20: grafici illustranti i confronti tra l'andamento della presenza pollinica di *Abies alba* e gli andamenti di evenness e richness.

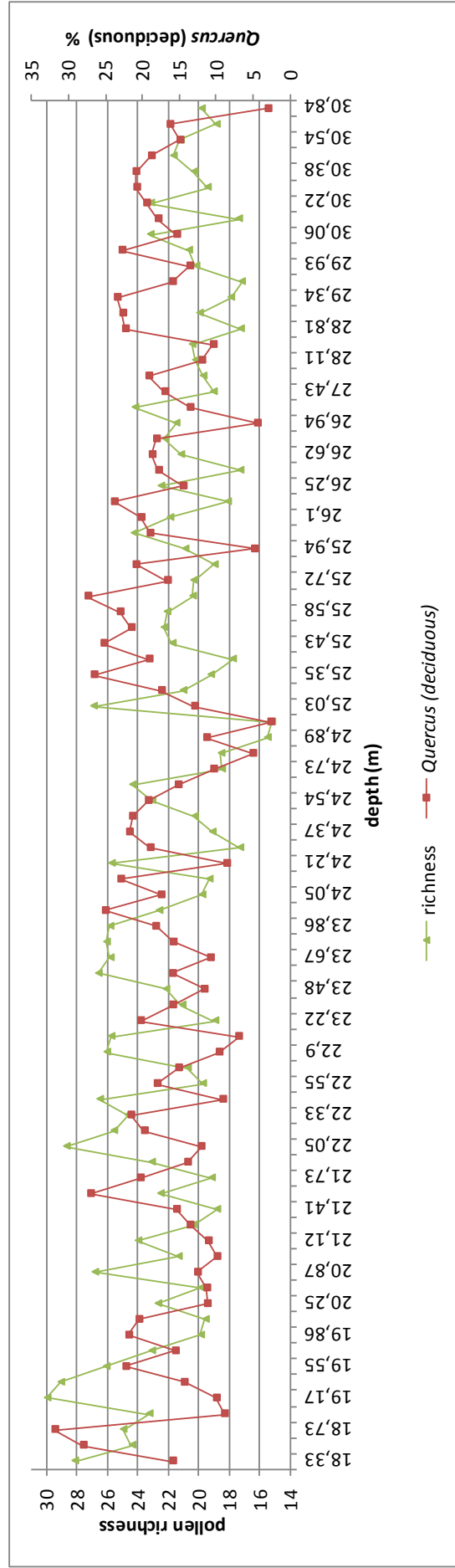
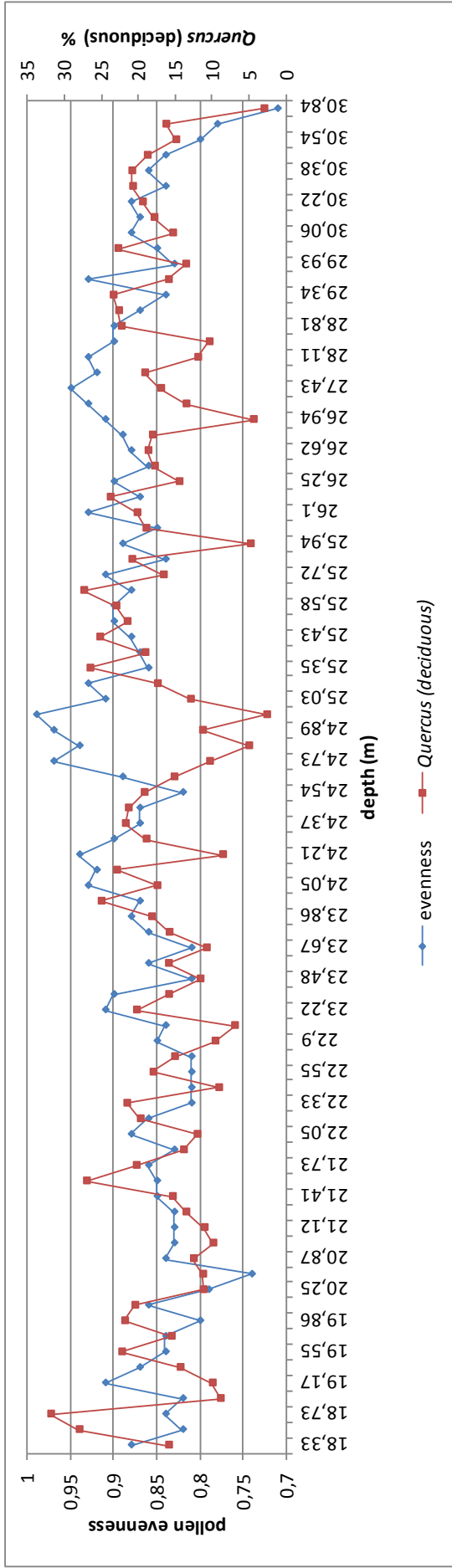


Fig.n°21: grafici illustranti i confronti tra l'andamento della presenza pollinica di *Quercus* e gli andamenti di evenness e richness.

La presenza di specie sub-mediterranee e mediterranee (nel complesso presenti con un massimo di 1,7% a circa 4 100 cal yr BP) può far pensare che vi fossero a livello locale delle aree con un microclima molto particolare di carattere sub-mediterraneo, caldo e secco in aree con insolazione elevata (§ 4.6.2; vedi discussione in § 16.2.1)

L'aumento delle temperature dell'aria a partire dal periodo Atlantico si riflette anche in un riscaldamento dell'acqua, testimoniato dalla comparsa di statocisti di briozoi, animali che richiedono acque con temperature abbastanza alte; coerentemente scompaiono i palinomorfi di cladoceri e desmidiacee tipici del Tardiglaciale. Grazie al miglioramento climatico i rilievi erano ricoperti da boschi strutturati, con sottobosco, come dimostra la comparsa in questo periodo di esoscheletri di acari, che proliferano nelle foreste. Questa condizione dei versanti rendeva l'erosione limitata e l'acqua limpida, come dimostrato dalla presenza di resti di organismi fotosintetici (alghe) e sensibili agli apporti terrigeni (briozoi e larve di chironomidi), che cominciano in questo periodo a essere diffusi (fig.n°22).

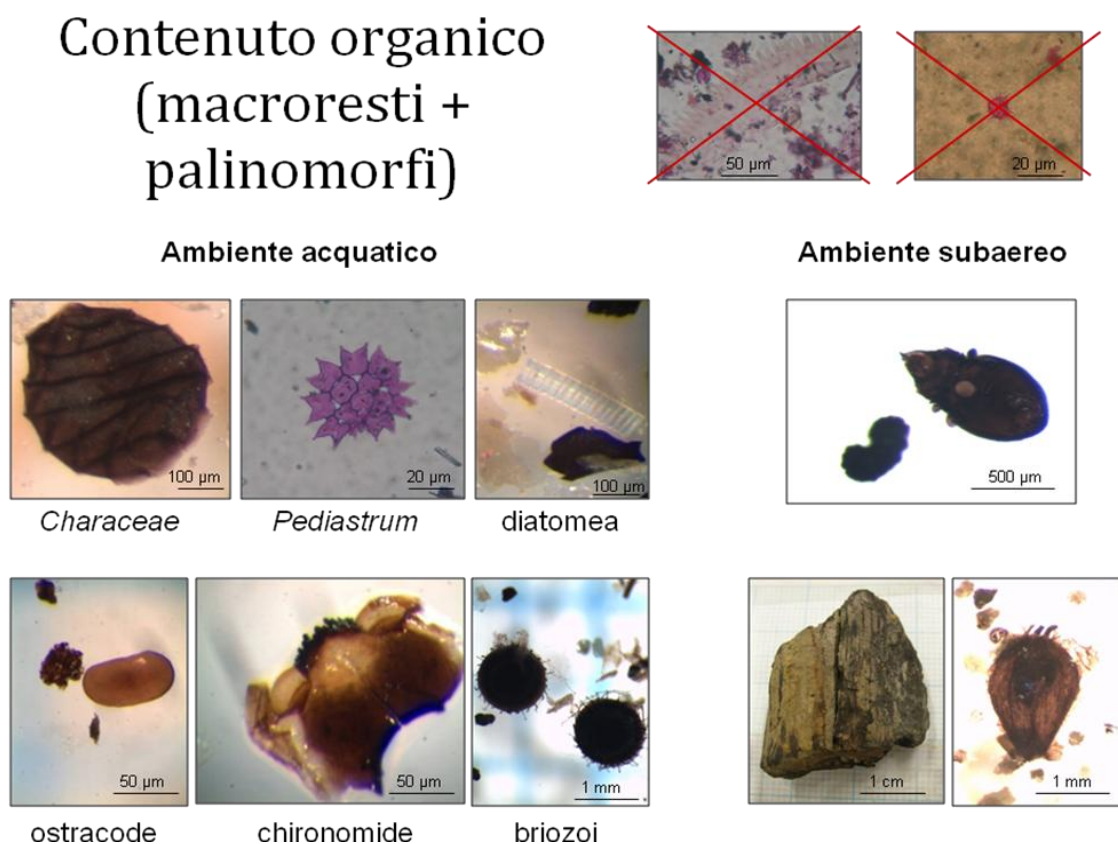


Fig.n°22: foto raffiguranti i tipi di macroresti e palinomorfi di origine organica generalmente rinvenuti nei sedimenti olocenici.

L'effettiva instaurazione di un ambiente palustre-lacustre è confermata anche dall'inizio in questo periodo della distribuzione pressoché continua di spore di funghi tipici di paludi e torbiere che nelle fasi precedenti erano presenti in quantità esigua e sporadicamente.

Il periodo Atlantico non fu climaticamente uniforme: infatti, sono state individuate, in base alla rielaborazione dei risultati di analisi palinologiche, sedimentologiche e su macrofossili vegetali relative a Alpi e Plateau Svizzeri e alle Alpi Meridionali in Italia (Haas *et al.*, 1998), quattro oscillazioni caratterizzate da clima fresco-umido separate da periodi più caldi e secchi (fig.n°23).

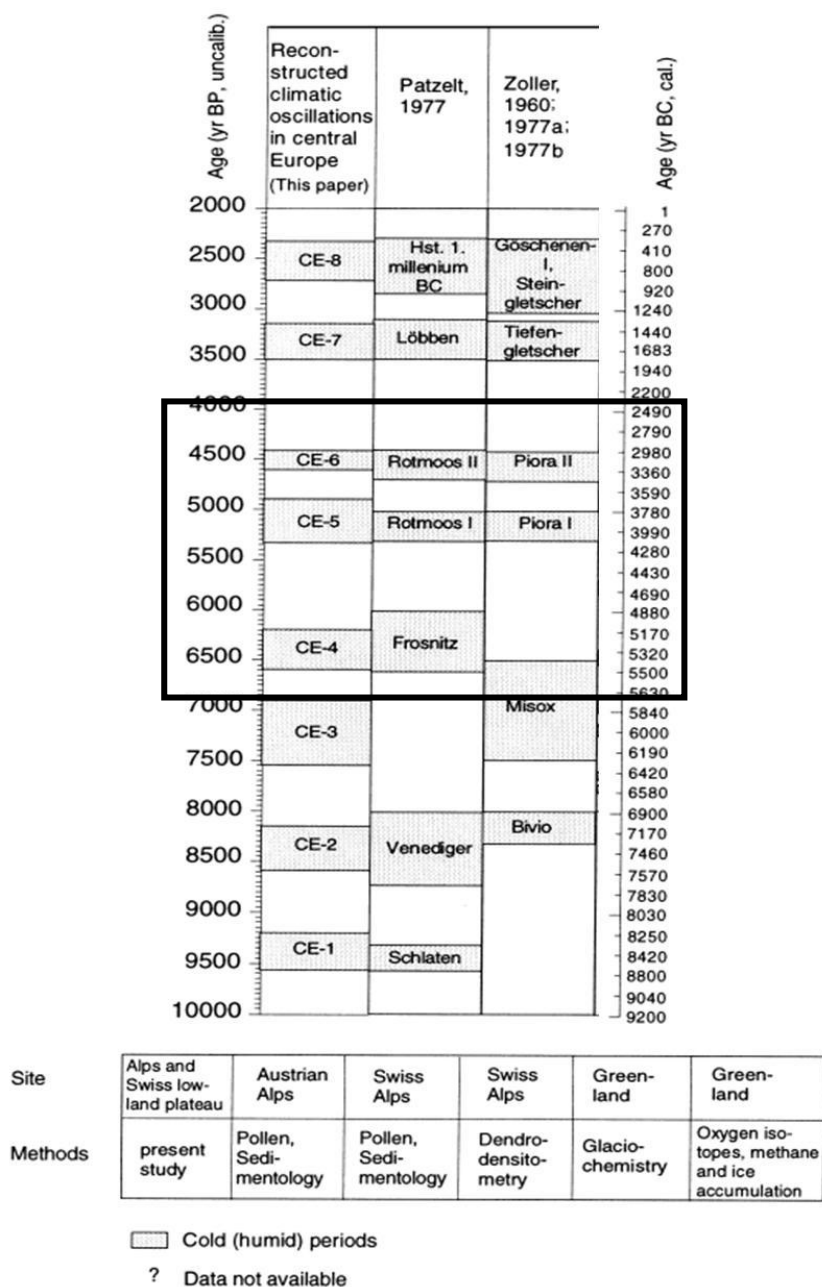


Fig.n°23: schema riassuntivo delle fasi fresco-umide oloceniche individuate da Haas *et al.* (1998; modificato) - prima colonna a sinistra - in comparazione con quelle definite in letteratura. Il rettangolo nero racchiude il periodo Atlantico.

Durante le prime tre delle quattro fasi fresco-umide si nota che aumenta a Como-Piazza Verdi l'abete bianco, pianta proprio tendenzialmente favorita da questo tipo di clima; al contrario, durante il periodo CE-6 (a partire da circa 5 300 cal yr BP; Haas *et al.*, 1998) l'abete bianco ha una forte diminuzione, a parte un picco di presenza isolato e di entità limitata rispetto ai periodi precedenti e agli altri *taxa*: è evidente che i fattori preponderanti che ne hanno controllato la distribuzione non sono naturali, bensì antropici. Come sarà ampiamente discusso nel capitolo successivo (cap.15), l'abete bianco declinò e scomparve a livello regionale circa 5 100 cal yr BP proprio a causa delle attività di disboscamento, anche con l'uso del fuoco.

Analogamente, sembrerebbe incoerente l'aumento dell'ontano circa 7 000 cal yr BP proprio in corrispondenza del periodo caldo-secco compreso tra le fasi CE-4 e CE-5 (Haas *et al.*, 1998), che avrebbe teoricamente dovuto sfavorirlo vista la sua predilezione per gli ambienti umidi. Anche in questo caso quindi la spiegazione di questa diffusione è legata alla prevalenza del fattore antropico su quello naturale. Grandi presenze di questa specie sono legate a contesti con bassa equiripartizione (l'ontano diventa la specie dominante) e, quasi sempre, alta ricchezza di specie, condizione tipica degli ambienti che sono sottoposti a impatto antropico (fig.n°24).

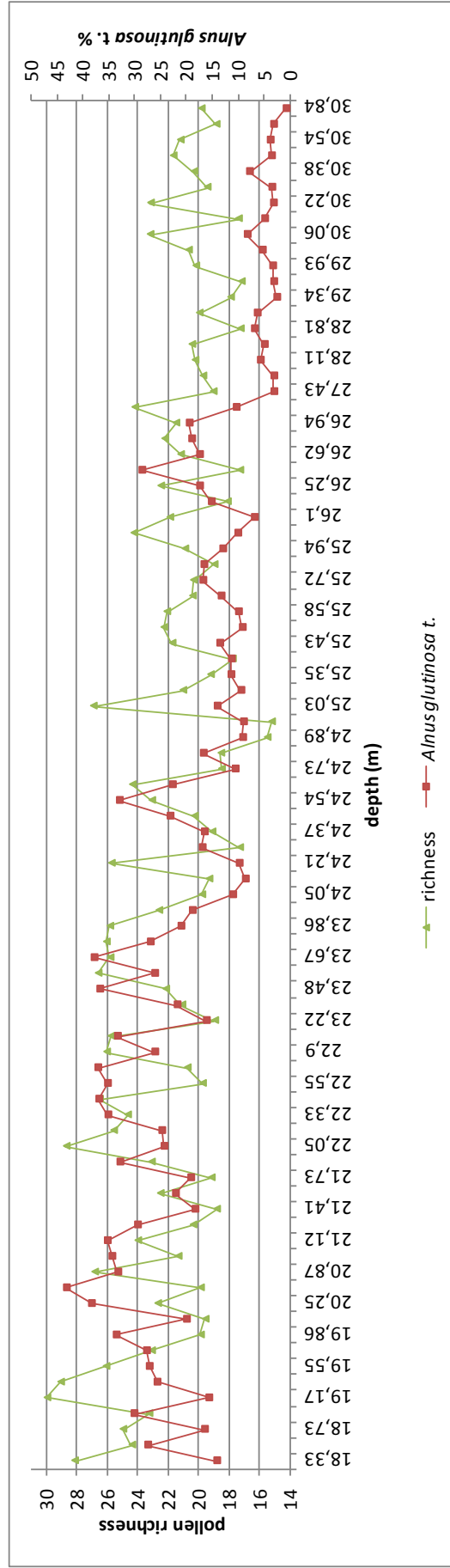
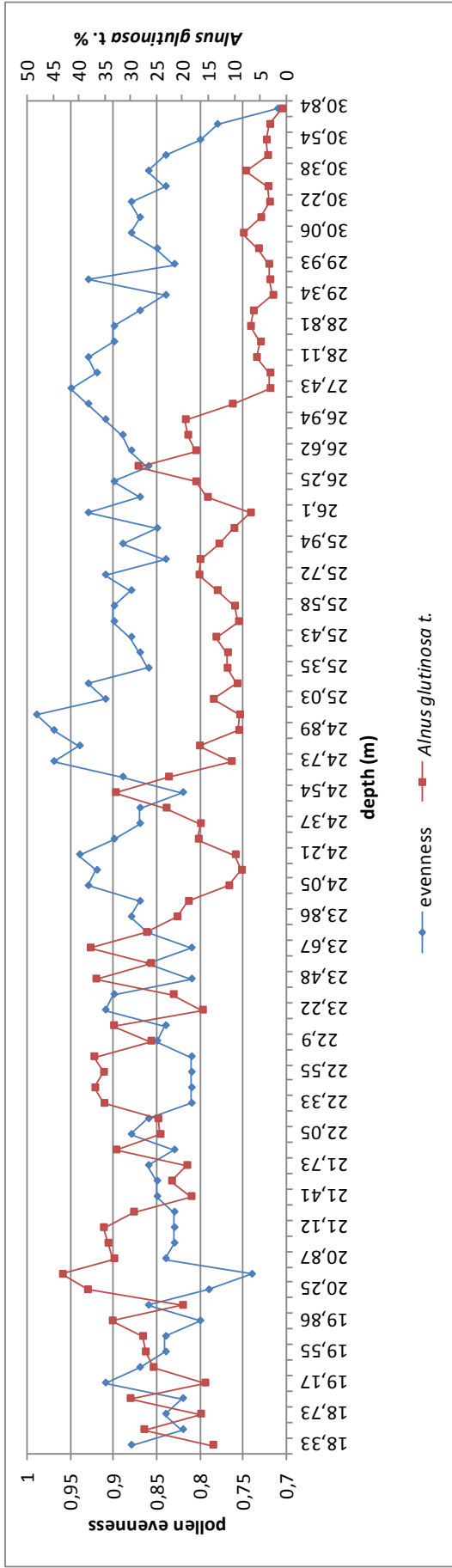


Fig.n°24: grafici illustranti i confronti tra l'andamento della presenza pollinica di *Alnus glutinosa* type e gli andamenti di evenness e richness.

Il miglioramento climatico del periodo Atlantico favorì l'intensificazione delle attività dell'uomo, che si insediò in modo sempre più stabile e in gruppi sempre più ampi vicino a boschi e aree umide (vedi § 15.1). Ebbero quindi inizio soprattutto a partire da circa 7 000 cal yr BP, durante il Neolitico, intense attività di disboscamento legate allo sfruttamento del legname (combustibile, costruzione di abitazioni e utensili) e all'apertura di aree per gli abitati, i campi e i pascoli. Queste attività portarono alla diminuzione di alcune specie arboree e all'aumento di altre, come l'ontano, e di arbusti eliofilici tipici delle radure e dei margini dei boschi. Le pratiche di pastorizia sono testimoniate a Como-Piazza Verdi dall'aumento delle piante nitrofile e delle spore dei funghi *Coniochaeta*, *Cercophora*, *Sporormiella*, *Gelasinospora* e *Ustilina*, che utilizzano il letame come substrato, con maggiore probabilità di bovini perché lo sterco dei capriovini è meno adatto allo sviluppo di ife fungine (Ravazzi e Pini, 2013).

Tutto ciò spiega come le attività antropiche turbarono in maniera intensa la vegetazione tanto da sovrastare la naturale evoluzione delle fitocenosi verso lo stato di *climax*. I tipi e l'entità dell'impatto antropico e la spiegazione di quali successioni vegetazionali hanno innescato sono esposti nel capitolo successivo (cap.15); in ogni caso si nota che gli influssi dei microcraboni a partire da circa 5 600 cal yr BP si innalzarono notevolmente e divennero sempre più frequenti.

I fattori naturali sono comunque influenti in altri casi, come in quello della betulla, che, a partire da circa 6 000 cal yr BP, diminuisce drasticamente fino a raggiungere percentuali di presenza inferiori al 3%, molto probabilmente proprio per l'aumento delle temperature tipiche del periodo Atlantico, che sono poco favorevoli a una pianta adattata a climi continentali. Lo stesso si può affermare nel caso del pino che diminuisce progressivamente proprio nel periodo Atlantico, seppur resti ben presente, anche in quanto sovrarappresentato per le alte produzioni e capacità di dispersione dei granuli pollinici.

Intorno circa 5 600 cal yr BP vi fu probabilmente un abbassamento delle temperature e l'aumento dell'umidità atmosferica nell'area lariana: questo sarebbe dimostrato dalla comparsa di tracce di faggio (con percentuali intorno al 2%), pianta che si adatta molto bene a questo tipo di condizioni climatiche. Il cambiamento climatico rintracciato trova riscontro nella fase terminale dell'oscillazione fresco-umida denominata CE-5 (Haas *et al.*, 1998) registrata in Svizzera e nelle Alpi Meridionali in Italia. Questa specie fu inizialmente presente però con basse percentuali in quanto non era in grado di competere con l'abete bianco, una delle specie principali delle *Insubrian forests*. Quando l'abete bianco perse la sua capacità di rigenerarsi e si estinse a livello regionale, circa 5 100 cal yr BP, subentrarono immediatamente piante pioniere opportunistiche a crescita rapida e poco esigenti (soprattutto l'ontano) che occuparono gli spazi lasciati liberi dall'abete bianco. Successivamente, queste piante regredirono spontaneamente a

favore di quelle che portano all'instaurazione di una fitocenosi matura in equilibrio, come accade durante successioni vegetazioni indisturbate. La specie più importante in questo contesto fu il faggio, molto probabilmente favorito rispetto ad altre piante perché, in quel periodo, circa 5 000 cal yr BP (fase CE-6 o Piora II; Haas *et al.*, 1998), il clima era fresco-umido e quindi particolarmente favorevole al faggio. Il faggio si attesta al 5% 5 000 cal yr BP e sale fino al 20% in 2 secoli circa.

Il passaggio che portò alla sostituzione dell'abete bianco da parte del faggio è graficamente ben visibile nel grafico rappresentate le ordinazioni DCA della sequenza inclusa nel modello età-profondità (fig.n°25). Si nota infatti che queste due specie fanno parte di due fitocenosi completamente diverse e che la transizione dal bosco con abete bianco a quello con faggio fu costituita da foreste con quercia, tiglio, abete rosso e olmo e poi da fitocenosi più disturbate dall'uomo con piante pioniere ed eliofile (ontano e nocciolo), ruderali (acetosa minore) e di uso alimentare (vite). Tale passaggio è ben rappresentato anche dal grafico dell'ordinazione PCA della sequenza ad alto dettaglio (fig.n°26), in cui si nota la deriva dei campioni delle due finestre più recenti dall'abete bianco verso il faggio e le piante pioniere (soprattutto ontano e betulla), eliofile (nocciolo, asteracee e cicorioidee) e di uso alimentare (vite).

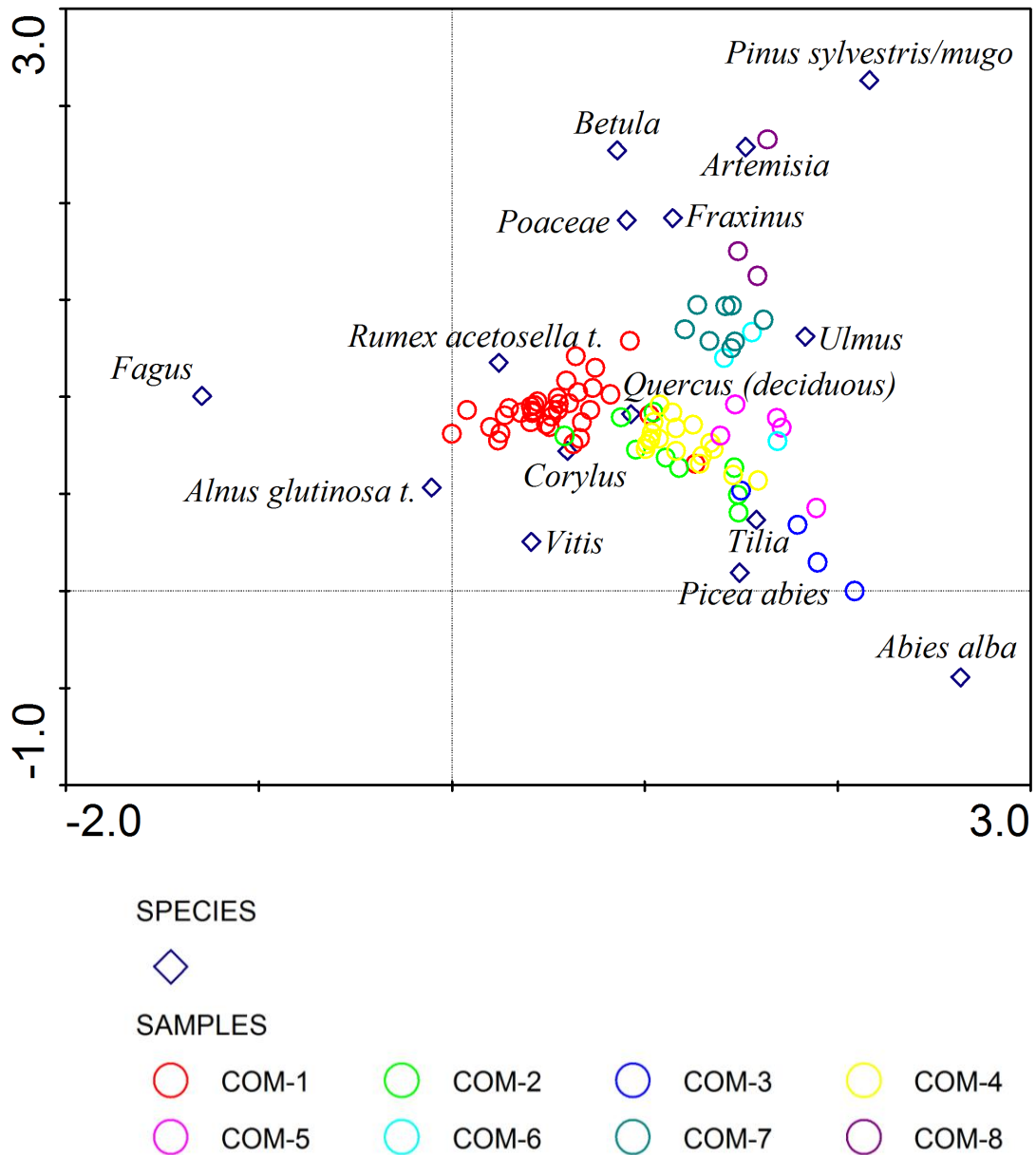


Fig.n°25: DCA della sequenza inclusa nel modello età-profondità. I rombi indicano le specie e i cerchi rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alle zone in cui è stata suddivisa la sequenza pollinica (vedi cap.10 per i dettagli).

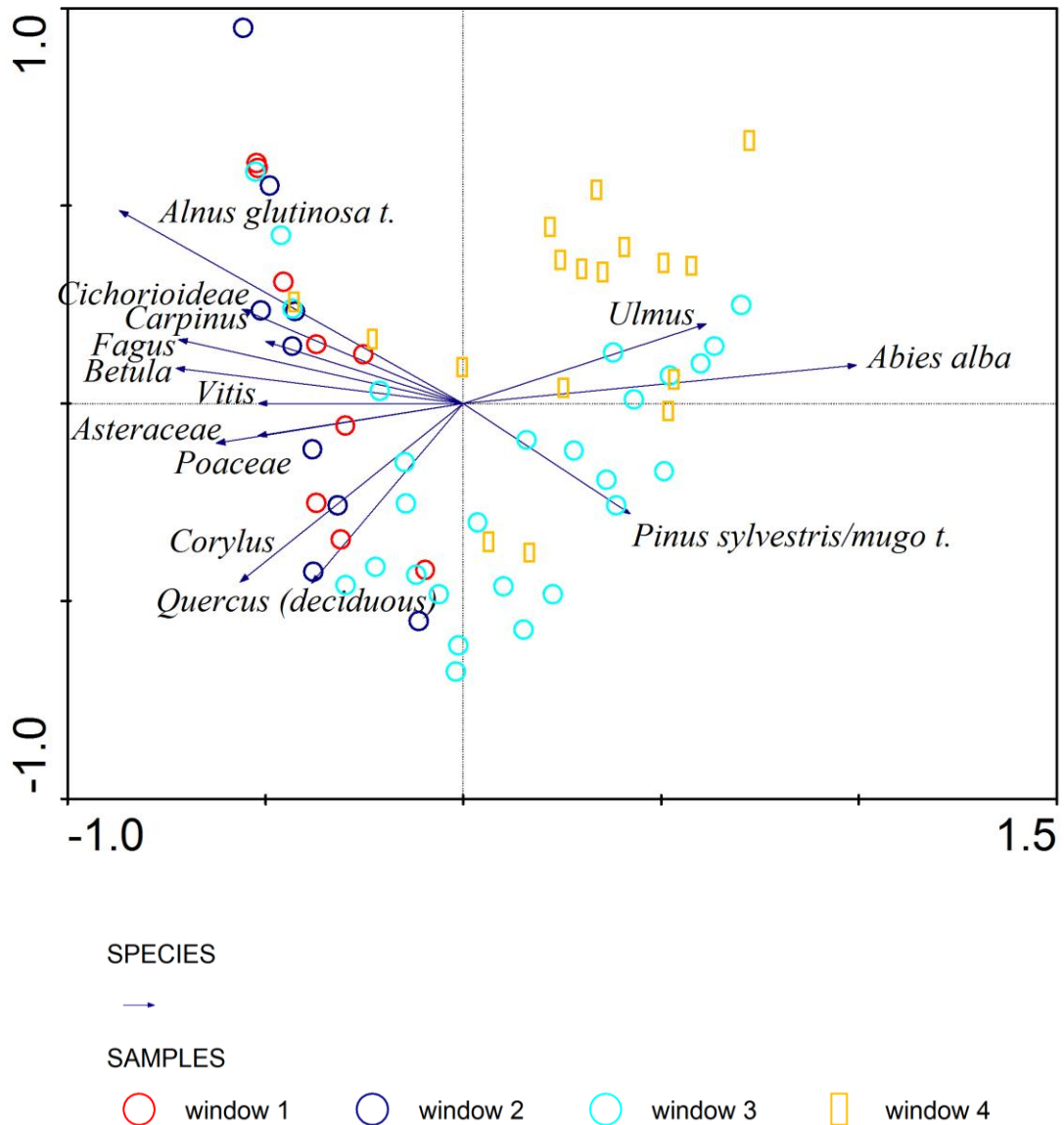


Fig.n°26: PCA della sequenza ad alto dettaglio. Le frecce indicano i vettori delle specie e i simboli rappresentano i campioni inclusi nei calcoli, suddivisi per colore in base alle 4 finestre in cui la sequenza è suddivisa (vedi § 10.7 per i dettagli).

14.2.5.3 Periodo Subboreale: 4 700 - 2 800 cal yr BP (21.12 - 18.33 m)

Il periodo Subboreale fu caratterizzato da un clima secco e caldo, ma più fresco del periodo Atlantico. Questo tipo di clima è ben coerente con la comparsa un'altra specie mediterranea oltre a ulivo e terebinto, cioè *Phyllirea*, in un periodo risalente a circa 4 500 cal yr BP, accompagnata da *Ostrya*, pianta sub-mediterranea. Queste piante sono quindi probabilmente legate sia a

condizioni locali favorevoli sia al clima caldo e secco instauratosi tra due fasi fresco-umide, cioè CE-7 e CE-8 (Haas *et al.*, 1998). Si registra un massimo di presenza di specie mediterranee e submediterranee 4 100 cal yr BP (18.40 m), con la percentuale dell'1,7%.

Tra circa 5 000 e 4 000 cal yr BP l'olmo scompare dal diagramma palinologico di Como-Piazza Verdi (percentuale inferiore a 3%) e anche la presenza come legno e/o frutto è notevolmente discontinua ed esigua o assente. Questo può essere stato causato dalla diffusione di una grave malattia fungina, tipicamente contratta dagli olmi, che uccide le piante in grande quantità. Questa ipotesi sembra validata dal fatto che tra circa 4 800 e 4 700 cal yr BP a Como-P.Verdi il *taxon* fungino *Sordaria* sp. triplica la sua presenza: tra gli attuali sordariomiceti è incluso anche il genere *Graphium* (Zhang *et al.*, 2006); la specie *ulmi*, la cui forma ascofora è denominata *Ophiostoma ulmi*, provoca la morte degli olmi in quanto le ife ostruiscono le trachee nei fusti. Viene riportato in letteratura che negli ultimi 40 anni circa gli olmi hanno subito una diminuzione nel loro numero dovuta alla moria di esemplari maturi colpiti da questo fungo parassita specifico (Bracco e Marchiori, 2001).

A partire da metà dell'Età del Rame (circa 4 700 cal yr BP) gli effetti dei processi erosivi messi in moto dai disboscamenti sistematici iniziati nel Neolitico diventarono impattanti sui viventi acquatici. Infatti, furono danneggiati dagli apporti terrigeni gli organismi fotosintetici e i più sensibili a questi avvenimenti (briozoi): ciò è testimoniato dalla scomparsa di resti di briozoi, ostracodi, diatomee e altre alghe, chironomidi. L'erosione dei versanti è testimoniata anche dall'incremento nei campioni della percentuale della frazione inorganica a partire da questo periodo. Inoltre, in questo periodo il tasso di sedimentazione nel lago è molto alto, quasi 5 mm/anno (vedi § 8.4), verosimilmente a causa del notevole apporto terrigeno. Anche la granulometria dei sedimenti, a partire da circa 100 anni dopo, diventa un po' più grossolana, passando da argilla a sabbia prevalente. Da 4 400 cal yr BP, circa 200 anni più tardi, l'erosione si accentuò ulteriormente (nuovo aumento della frazione inorganica nei campioni). Bisogna però considerare che l'incremento del tasso di sedimentazione può essere dovuto all'aumento dell'apporto di sedimenti nel bacino lacustre da parte del fiume Cosia in avvicinamento nel luogo del sondaggio, che sarà da esso raggiunto circa 1 000 anni dopo.

Si nota che segnali di disboscamento, quali la diminuzione degli alberi, l'aumento di nocciolo, l'incremento dell'influsso dei microcarboni e del tasso di sedimentazione, sono registrati già a partire da 5 150 cal yr BP, ma le conseguenze sull'ecosistema acquatico sono evidenti dopo qualche secolo.

L'alta intensità dei processi erosivi favoriti dai disboscamenti, suggerita dalla scomparsa dei resti di organismi acquatici fotosintetici e sensibili agli apporti terrigeni, continuò almeno fino a circa

4 100 cal yr BP, che è il termine più recente della sequenza palinologica. Solo tra circa 4 470 e 4 360 cal yr BP (fine Età del Rame), permangono resti di alghe.

L'intensificarsi delle pratiche agricole intorno all'inizio dell'Età del Bronzo (4 300 cal yr BP) è registrato a Como-P.Verdi con l'aumento della presenza di granuli di cereali e di piante infestanti le colture. Sono ben rappresentate in questo periodo anche altre specie di uso alimentare. L'intensificazione dell'uso del territorio da parte dell'uomo in questo periodo è testimoniata anche dall'aumento di piante che si sviluppano facilmente in aree ruderali costituite da coltivi e abitati abbandonati (acetosa minore, piantaggine e artemisia).

Permangono in questo periodo le tracce di attività di allevamento costituite dalle spore dei funghi *Coniochaeta*, *Cercophora* e *Sporormiella*.

Si nota comunque che il faggio in questa fase aumentò nuovamente, in quanto forse si era riusciti a creare un equilibrio tra spazi legati ad agricoltura e allevamento e spazi con boschi, che costituivano in egual modo importanti risorse di legname e combustibile e di habitat per la selvaggina che veniva cacciata.

14.2.6 Il deposito fluviale e i riporti di origine antropica (18.00 - 0 m)

A partire da periodi appena più recenti rispetto a circa 4 000 cal yr BP, l'area di Piazza Verdi fu sede di deposizione di sedimenti grossolani da trasporto fluviale e successivamente, a partire dall'età romana, di materiale di riempimento.

Gli alti valori di MS riflettono le caratteristiche granulometriche grossolane e l'origine dei componenti del sedimento, in parte alloctoni (fig.n°27). Le fluttuazioni continue del segnale di MS e densità indicano l'alternanza di livelli con granulometria grossolana e altri con componenti più fini (livelli di sabbia e silt), come riscontrato in stratigrafia.

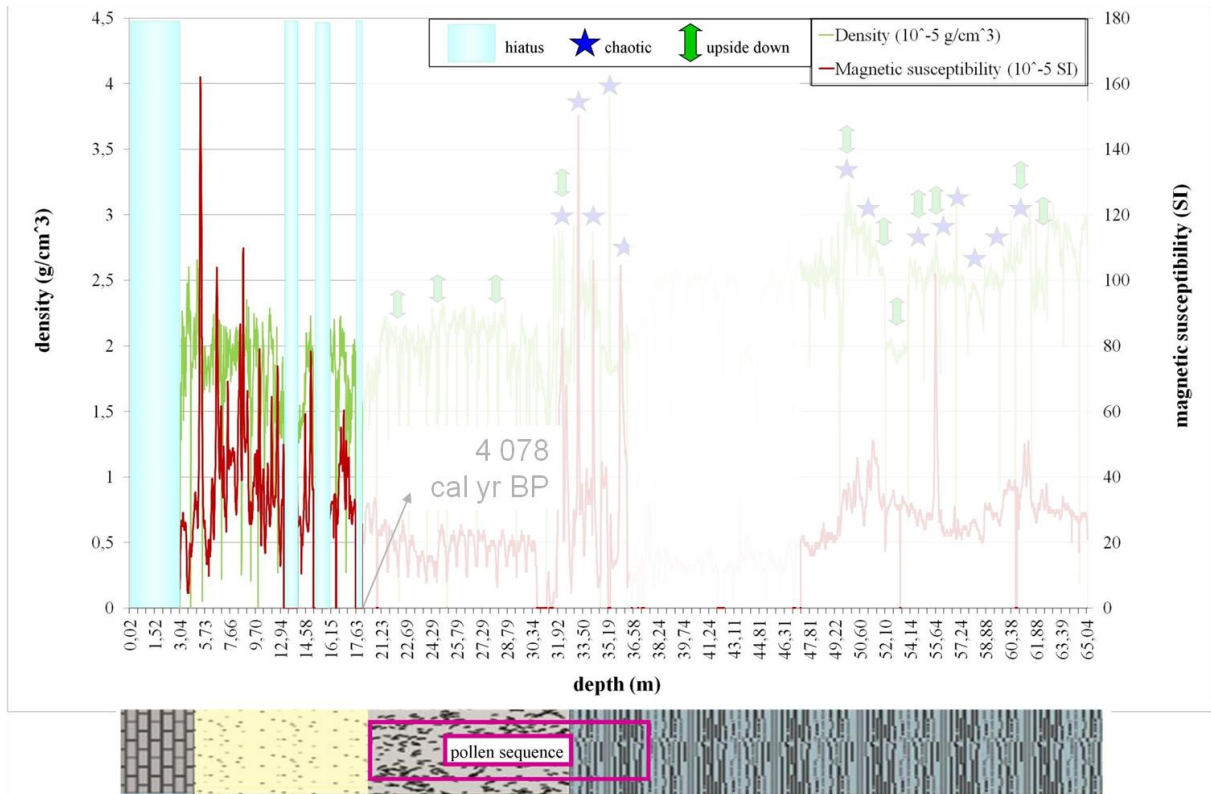


Fig.n°27: grafico illustrante gli andamenti lungo la profondità dei valori misurati di densità (asse Y principale) e suscettività magnetica (asse Y secondario). E' posta in evidenza la parte di sequenza sopra discussa. Al di sotto del grafico si trova la rappresentazione schematica dei diversi ambienti di sedimentazione identificati a livello stratigrafico, con l'indicazione del posizionamento della sequenza pollinica. Sono indicate con dei simboli (vedi legenda) le profondità in cui sono state rilevate sezioni caotiche e/o capovolte in base ai dati paleomagnetici.

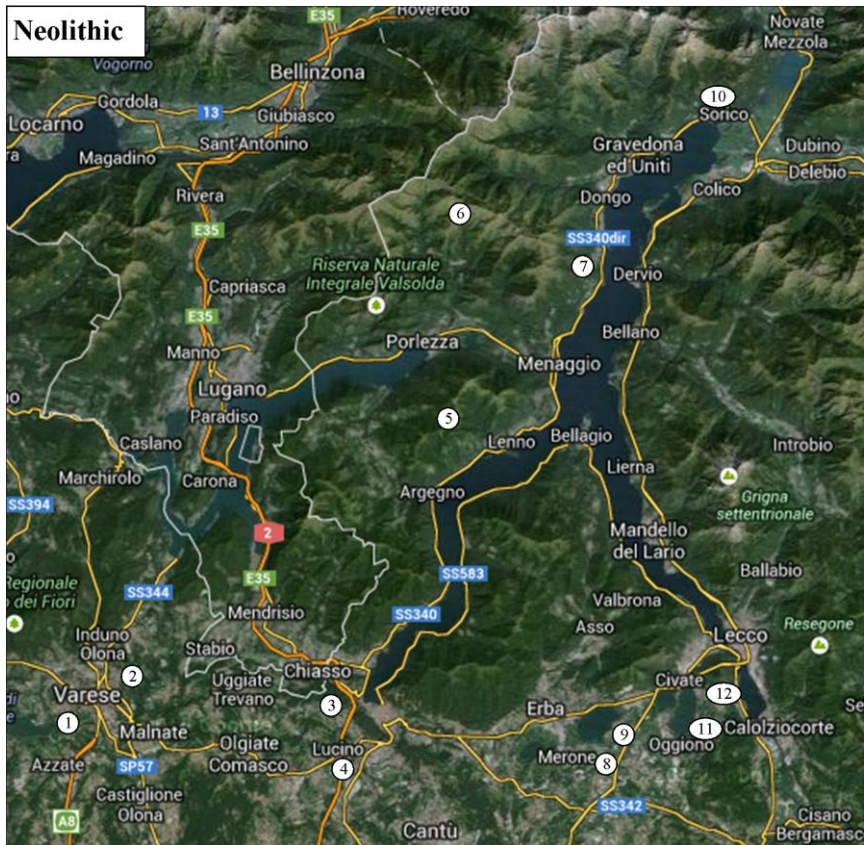
15. L'IMPATTO ANTROPICO SUL PAESAGGIO VEGETALE

15.1 La distribuzione degli insediamenti antropici nell'area lariana: le testimonianze archeologiche

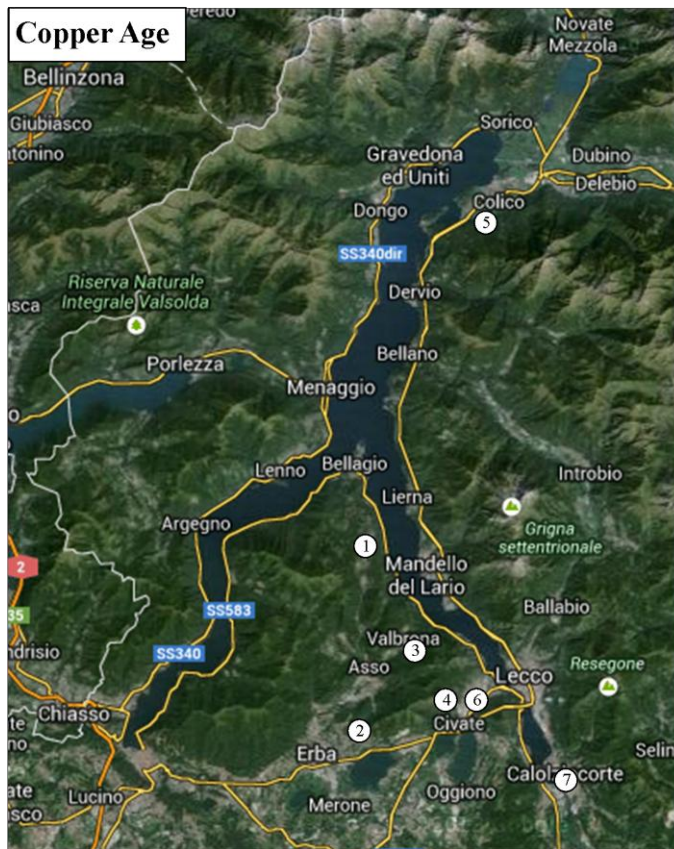
I luoghi di insediamento più adatti per la vita nomade dei cacciatori-raccoglitori del Mesolitico erano le aree adatte agli accampamenti temporanei come i ripari naturali (grotte) e le aree pianeggianti di altura, che venivano frequentate nella stagione calda perché qui si potevano trovare animali da cacciare (cervi).

A partire dal Neolitico l'agricoltura e l'allevamento rivoluzionarono la vita dell'uomo che cominciò ad insediarsi in abitati stabili. I luoghi privilegiati divennero le aree pianeggianti possibilmente vicino a importanti risorse alimentari come corsi d'acqua, laghetti e boschi. Anche in questi periodi continuarono le attività di caccia e raccolta, per cui venivano frequentate aree boschive collinari non immediatamente prospicienti i villaggi. Si ricorda che le prime pratiche agricole erano itineranti perché richiedevano lo spostamento dei campi dopo alcuni anni di coltura intensiva che rendeva sterile il terreno. Erano esplorate anche zone montane che divennero luoghi di passaggio e, a partire dall'Età del Bronzo, anche zone di attività agricole. Si ricorda che solo dall'età romana l'area dove oggi si trova il centro storico di Como fu sede di insediamenti, perché in epoche precedenti la zona era paludosa.

Di seguito si espongono delle carte geografiche con rappresentate le distribuzioni dei reperti archeologici nelle Province di Como, Lecco e Varese, relativi ai tre periodi di frequentazione antropica rintracciati grazie alle analisi palinologiche e sui macroresti effettuate in questo lavoro, cioè Neolitico, Età del Rame ed Età del Bronzo. Per i riferimenti bibliografici si rimanda al § 4.7.



- 1- Isolino di Varese
- 2- Lagozza
- 3- Prestino
- 4- Montano Lucino
- 5- Ponna
- 6- Val Cavargna
- 7- Cremia
- 8- Rogeno
- 9- Bosisio
- 10- Sorico
- 11- Ello
- 12- Galbiate



- 1- Buco della Strega (Magreglio)
- 2- Grotta del Tamborin (Valle Bova-Erba)
- 3- Grotta del Maiale (Valbrona)
- 4- Grotta della Sabbia (Civate)
- 5- Colico
- 6- Civate



Osservando le carte può sembrare che le sponde e le aree collinari circostanti il lago non fossero popolate. In realtà bisogna considerare alcuni fattori che limitano i ritrovamenti archeologici. La maggior parte delle ricerche sono state tradizionalmente svolte nelle aree pianeggianti e negli ambiti cittadini e i ritrovamenti casuali sono spesso collegati a opere di rimaneggiamento del terreno e scavi per opere pubbliche o private. Inoltre, lo sforzo nelle ricerche archeologiche è commisurato alla messa a disposizione di risorse atte al loro mantenimento da parte degli enti pubblici e all'interesse concentrato su alcune epoche, perciò, ad esempio, l'area ripariale in Provincia di Lecco risulta maggiormente approfondita per l'età preromana. Le testimonianze archeologiche dei versanti sono costituite da reperti puntuali (massi coppellati, selci) difficili da trovare in aree oggi boschive senza un'intensa ricerca di superficie che probabilmente permetterebbe di trovare tracce più consistenti, come resti di abitati. L'area collinare è vasta e ricoperta dalla vegetazione e non è facile scegliere luoghi in cui sia più probabile trovare reperti, come invece si può fare più facilmente nel caso delle aree vicino agli specchi d'acqua (laghetti del Triangolo Lariano) e ai ripari di grotta. Inoltre, l'assenza di tracce di frequentazione in certe

aree può essere determinata dalla cancellazione di strutture da parte della costruzione di abitati di epoche successive.

E' difficile pensare che le colline, così ricche di risorse vegetali e animali, venissero trascurate, soprattutto dopo che nel Neolitico le aree disboscate della Pianura Padana si allargavano sempre di più. Le colline erano sicuramente abitate nell'Età del Ferro (abitato di Pianvalle nel Parco della Spina Verde), quindi la zona era ospitale anche nei secoli precedenti. Molti sono le aree umide e i torrenti che scorrono nei dintorni di Como, che potevano attirare animali e di conseguenza anche gli uomini con tutte le loro attività: Seliga a Prestino, Seveso tra Rebbio e Breccia, Val Fresca a Monte Olimpino, Rio Acquanegra ad Albate, Torrente di Ponzate a Civiglio, Valbasca a Lipomo, fonte Mojenca a Prestino.

15.2 I fattori responsabili delle variazioni vegetazionali nell'area lariana: tipi ed entità delle attività antropiche

L'elaborazione di modelli ecologici che simulano la dinamica della vegetazione sulla combinazione di vari fattori regolatori non può prescindere dal prendere in considerazione le specie che non occorrono oggi, ma che prima dell'impatto antropico erano presenti localmente: i dati paleoambientali forniscono l'unica possibilità di validare questi modelli, come spesso evidenziato in studi sull'evoluzione paleobotanica (Jackson e Hobbs, 2013).

Sono stati elaborati dei modelli che mostrano come potenzialmente sarebbe evoluta la vegetazione in Insubria durante l'Olocene se non fosse intervenuto l'uomo (Keller *et al.*, 2002): per una corretta simulazione è stato necessario ricorrere ai dati paleoambientali della zona, in particolare quelli palinologici relativi al Lago di Annone e quelli sui microcarboni del Lago di Origlio.

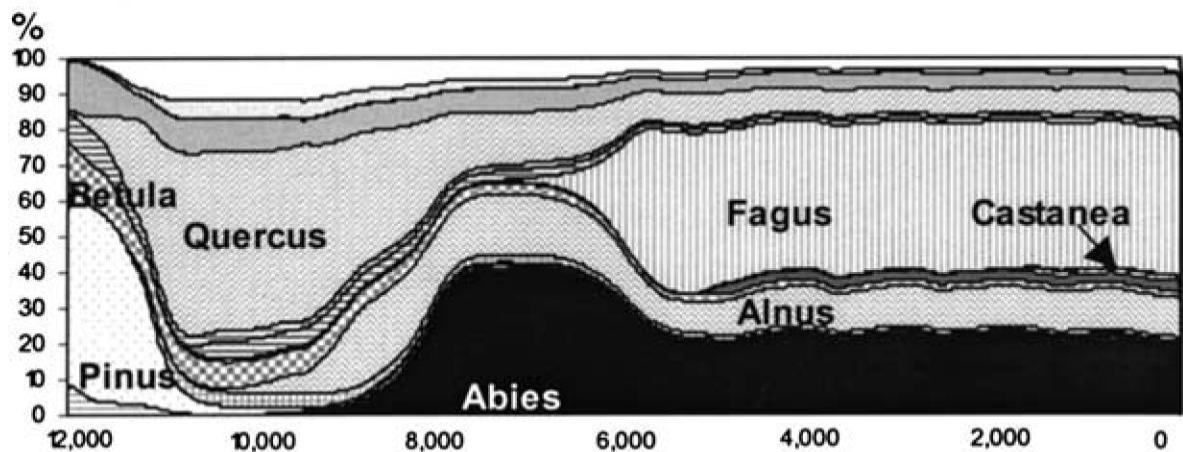
In particolare, in un contesto in cui intervengono come regolatori solo i fattori climatici (temperatura e precipitazioni) si nota che (fig.n°1 - e.) l'abete bianco sarebbe rimasto in quantità pressoché invariata a partire da circa 6 000 cal yr BP, così come il faggio e l'ontano. Nel modello sono incluse le immigrazioni naturali di specie dovute a fattori climatici.

L'intervento dell'uomo con l'uso del fuoco (fig.n°1 - g.) a partire da 7 000 cal yr BP e l'introduzione delle coltivazione di castagno intorno a 2 000 cal yr BP portano a uno scenario con oscillazioni nelle presenze che indicano frequenti disturbi, in particolare la diminuzione dell'abete bianco (sensibile al fuoco) circa 7 000 cal yr BP e l'aumento dell'ontano, con picco

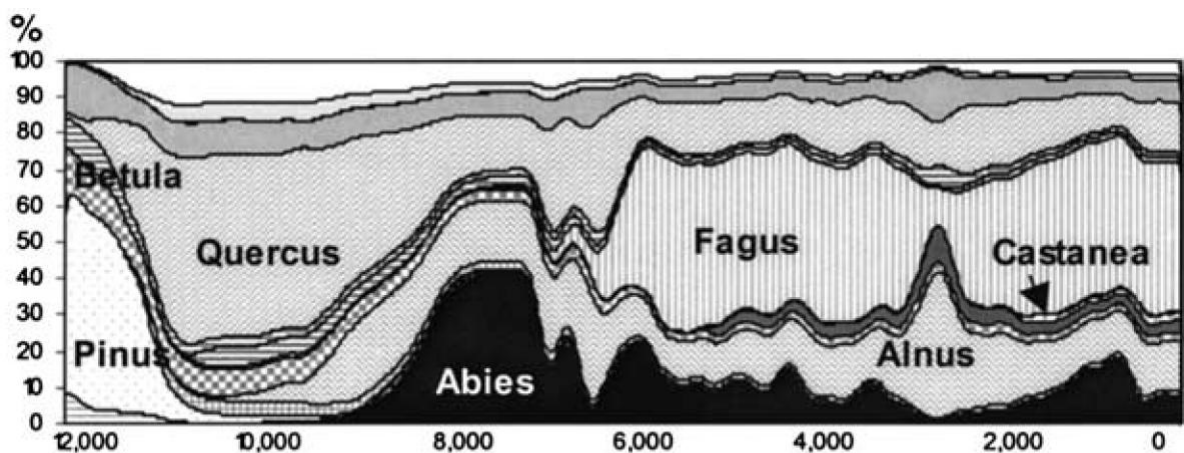
positivo massimo 2 500 cal yr BP (Età del Ferro), e del carpino con contemporanea diminuzione del faggio.

Scenario simile è quello legato alle attività di disboscamento in aggiunta all'uso del fuoco e ai fattori naturali (fig.n°1 - f.) A partire da 7 000 cal yr BP si assiste a variazioni simili, ma si nota che il faggio diminuirebbe di più rispetto allo scenario con il solo fuoco come fattore antropico: si deduce che questa pianta sia sensibile al disboscamento, probabilmente penalizzata del prelievo selettivo per lo sfruttamento del legname per edilizia, utensili, combustibile. Si comporterebbe al contrario la quercia, che sarebbe più resistente alle varie forme di impatto antropico rispetto al faggio. In questo scenario si registrerebbe la massima presenza del castagno.

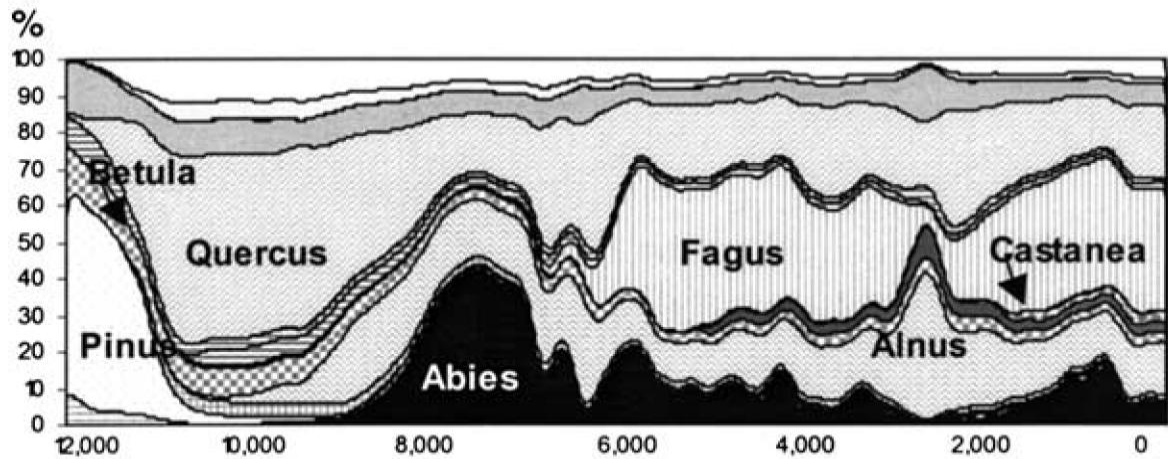
Incendi molto intensi (fig.n°1 - h.) provocherebbero una particolare sofferenza a faggio e quercia a partire da circa 5 800 cal yr BP circa, mentre favorirebbero particolarmente l'ontano e il carpino.



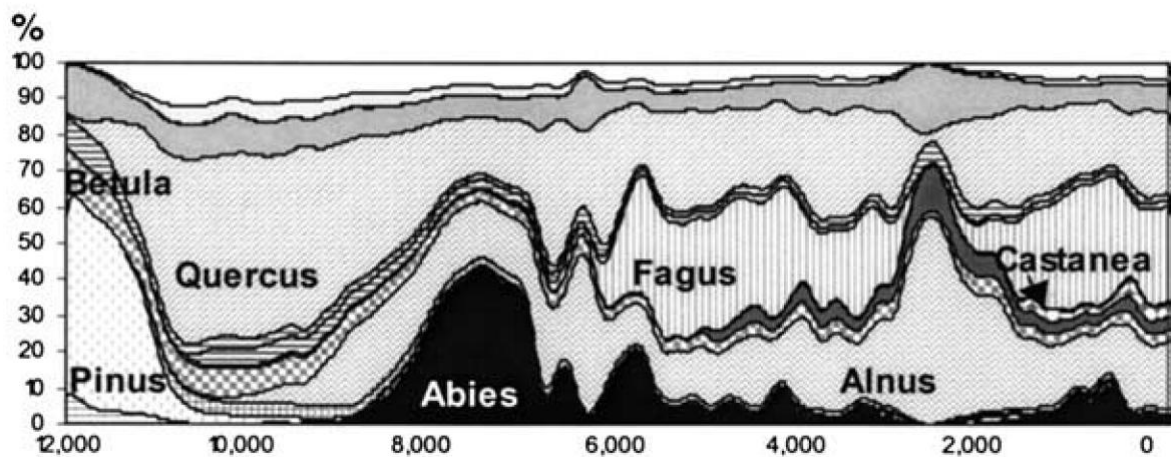
e.) climate scenario (var. temp., var. precip.) with immigration



f.) e with fire



g.) f with human-impact scenario

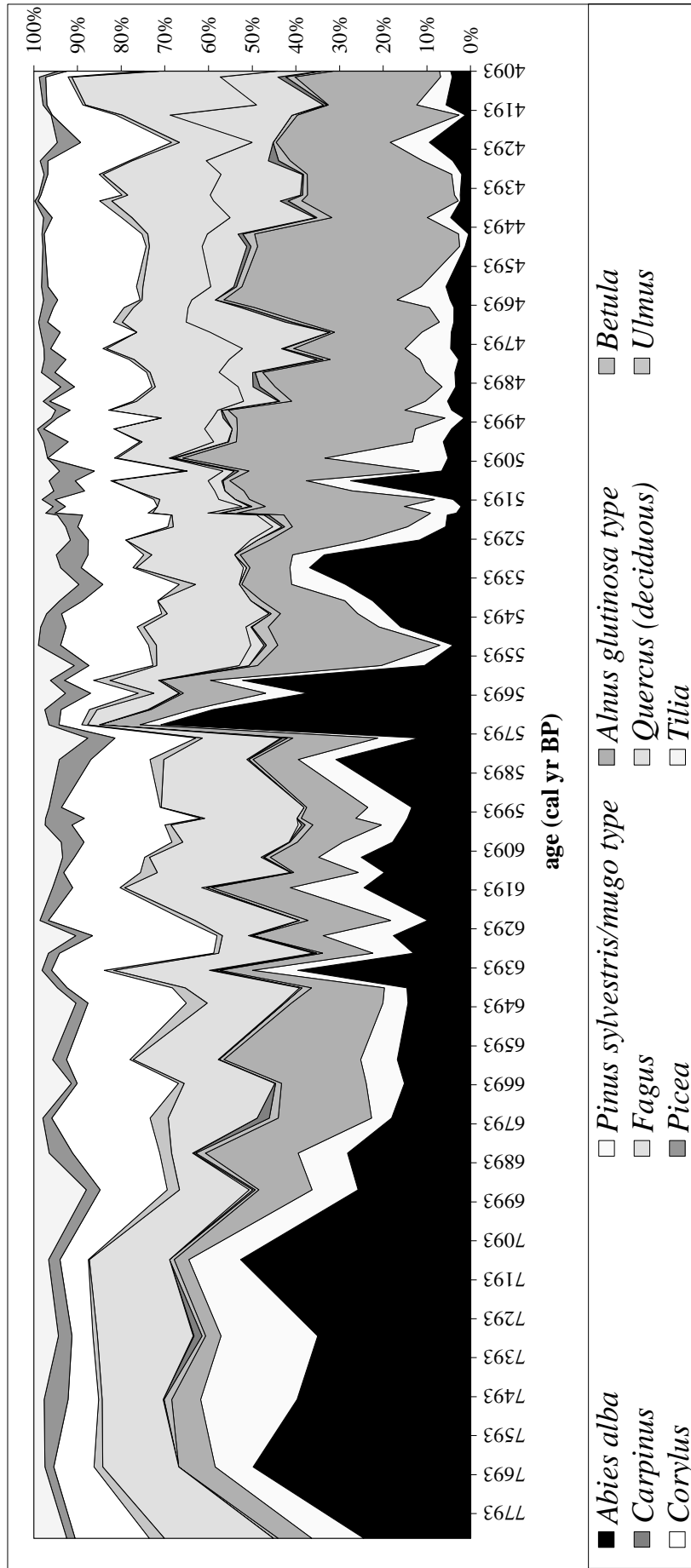


h.) g with very hot fire

<input type="checkbox"/> Ulmus scabra	<input type="checkbox"/> Fraxinus excelsior	<input type="checkbox"/> Larix decidua	<input type="checkbox"/> Castanea
<input type="checkbox"/> Tilia	<input type="checkbox"/> Betula pendula	<input type="checkbox"/> Picea excelsa	<input type="checkbox"/> Taxus baccata
<input type="checkbox"/> Salix alba	<input type="checkbox"/> Alnus	<input type="checkbox"/> Abies alba	<input type="checkbox"/> Alnus viridis
<input type="checkbox"/> Quercus	<input type="checkbox"/> Acer	<input type="checkbox"/> Fagus	<input type="checkbox"/> Corylus avellana
<input type="checkbox"/> Populus	<input type="checkbox"/> Pinus	<input type="checkbox"/> Carpinus betula	<input type="checkbox"/> Sorbus

Fig.n°1: modelli di scenari degli andamenti delle specie più importanti durante l'Olocene sulla base di diversi fattori regolatori (da Keller *et al.*, 2002; modificato), quali variazioni di temperatura, variazioni di precipitazione e immigrazione di specie vegetali (e.), uso del fuoco in aggiunta ai fattori precedenti (f.), impatto antropico in aggiunta a tutti gli fattori sopra citati (g.), incendi molto intensi in aggiunta ai fattori precedenti (h.). Da Keller *et al.* (2002); modificato. Modelli elaborati sulla base dei dati palinologici relativi al Lago di Annone e di quelli sui microcarboni del Lago di Origlio.

Si riporta di seguito l'elaborazione del rapporto reciproco tra le specie principali a Como-Piazza Verdi, allo scopo di effettuare un confronto con i modelli teorici per identificare quello più simile. Per rendere il grafico più leggibile è stata selezionata solo una parte dell'Olocene, in particolare a partire da 7 800 cal yr BP, quando l'abete bianco raggiunse il primo importante picco di presenza.



Il modello che sembra più simile è quello che prevede come fattori regolatori sia quelli naturali (clima e immigrazioni) che quelli antropici, questi ultimi non solo legati al fuoco con incendi di alta intensità, ma anche ad altre attività, quali il disboscamento (modello h.). Infatti, si nota in Como-Piazza Verdi la preponderanza della quercia rispetto al faggio, che raggiunge i livelli più bassi proprio in questo modello.

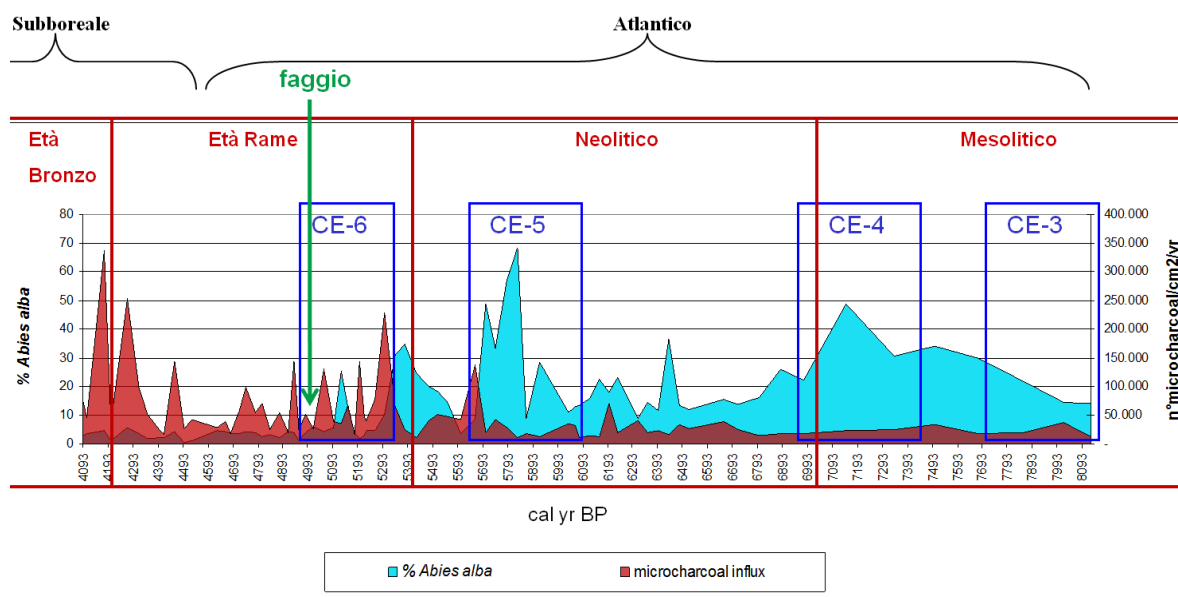
Questo scenario ben si adatta a quanto risultato dalle correlazioni statistiche tra influsso di micro e macrocarboni e andamenti di alcune specie (vedi cap.13 e § 15.2.1). Infatti, dove la correlazione non è statisticamente significativa e/o non coerente con la naturale connessione tra aumento degli incendi e diminuzione di specie sensibili con aumento di specie favorite, la spiegazione di alcuni cambiamenti è imputabile ad altri fattori, naturali o antropici.

Di seguito si discutono tipi, entità ed effetti dei fattori antropici e naturale che possono spiegare l'evoluzione della vegetazione; in alcuni casi si farà particolarmente riferimento all'abete bianco poiché l'interpretazione delle varie cause della sua estinzione a livello regionale è di grande interesse sia paleoambientale che per l'attuale gestione forestale.

15.2.1 L'uso del fuoco

Come si osserva nel diagramma pollinico elaborato (vedi § 10.7) l'influsso dei microcarboni, *proxy* di incendio a scala regionale, all'interno della sequenza presenta un aumento in corrispondenza di circa 8 200 cal yr BP, cioè verso la fine del Mesolitico, quando ebbero probabilmente inizio le prime pratiche di incendio (Mason, 2000), e un ulteriore incremento a partire da circa 6 200 cal yr BP, nel Neolitico, sia come valore assoluto che come frequenza dei picchi.

L'influenza del fuoco sulle specie sensibili è ben messo in evidenza dai dati riportati nel seguente grafico, che pone a confronto su scala temporale l'influsso dei microcarboni e le percentuali polliniche dell'abete bianco, specie molto sensibile al fuoco, riscontrate a Como-Piazza Verdi. La scala temporale ha come termine più antico circa 8 200 cal yr BP, età alla quale vi è un grande aumento nell'influsso dei microcarboni e data più antica valida per tutte le interpretazioni elaborate per spiegare le datazioni radiocarboniche problematiche (vedi § 14.1).

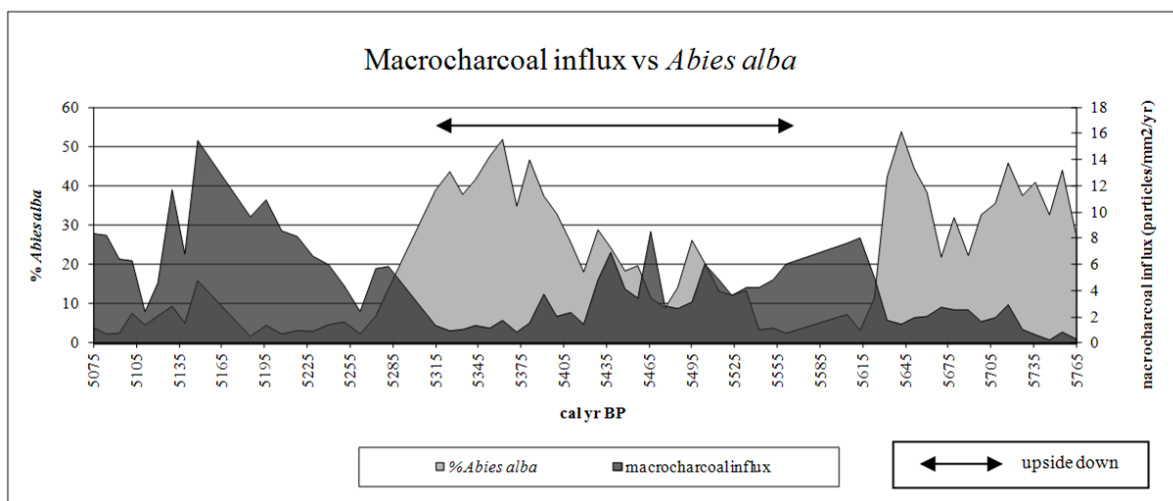
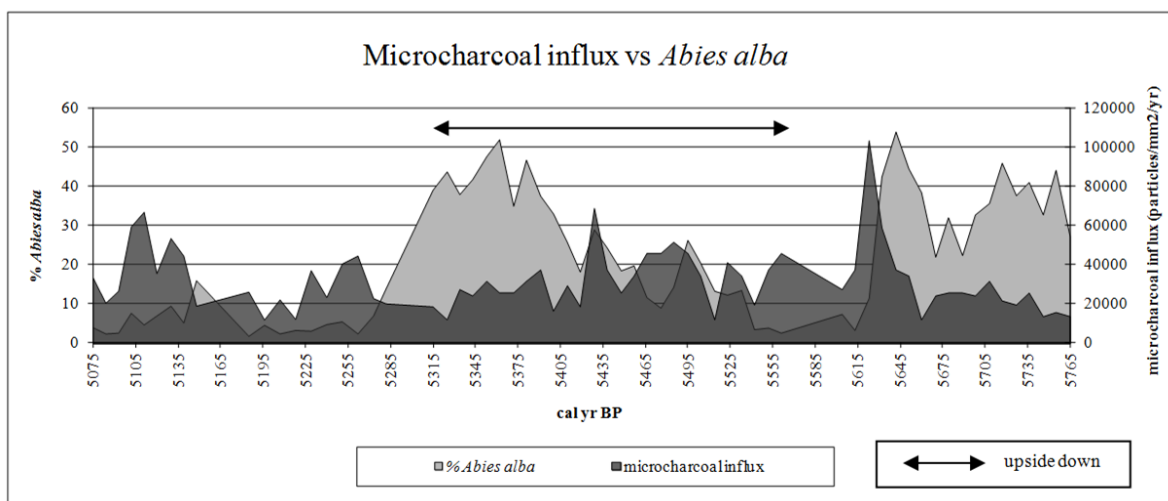


Si nota che i due andamenti sono quasi sempre opposti, soprattutto a partire da circa 6 200 cal yr BP, durante il Neolitico, proprio nel periodo in cui vi fu l’inizio intensivo della pratica “*slash and burn*”, cioè “taglia e brucia”, tecnica finalizzata al disboscamento tramite taglio degli alberi e successivo incendio controllato per liberare un’area di interesse (vedi dettagli in § 13.3). In particolare si nota che a un picco di influsso di microcarboni segue un flesso più o meno accentuato dell’abete bianco.

Si osserva che durante le oscillazioni fresco-umide CE-3, CE-4 e CE-5 (delimitate dai rettangoli blu; Haas *et al.*, 1998) l’abete bianco tende ad aumentare e raggiungere picchi di presenza: il fattore climatico è fino a circa 5 700 cal yr BP preponderante sugli altri fattori nella variazione percentuale dell’abete bianco. Appena dopo l’ultimo picco di presenza sia l’intensità (picchi più alti dell’influsso dei microcarboni) che la frequenza degli incendi aumentarono (picchi dell’influsso dei microcarboni più ravvicinati) portarono a crolli drastici dell’abete bianco e ad una continua riduzione del valore massimo dei picchi nei periodi in cui questa specie riusciva a riprendersi. I picchi di microcarboni si ebbero durante le fasi fresco-umide, condizioni climatiche che inibirebbero gli incendi accidentali: si deduce che gli incendi erano volontariamente appiccati dall’uomo.

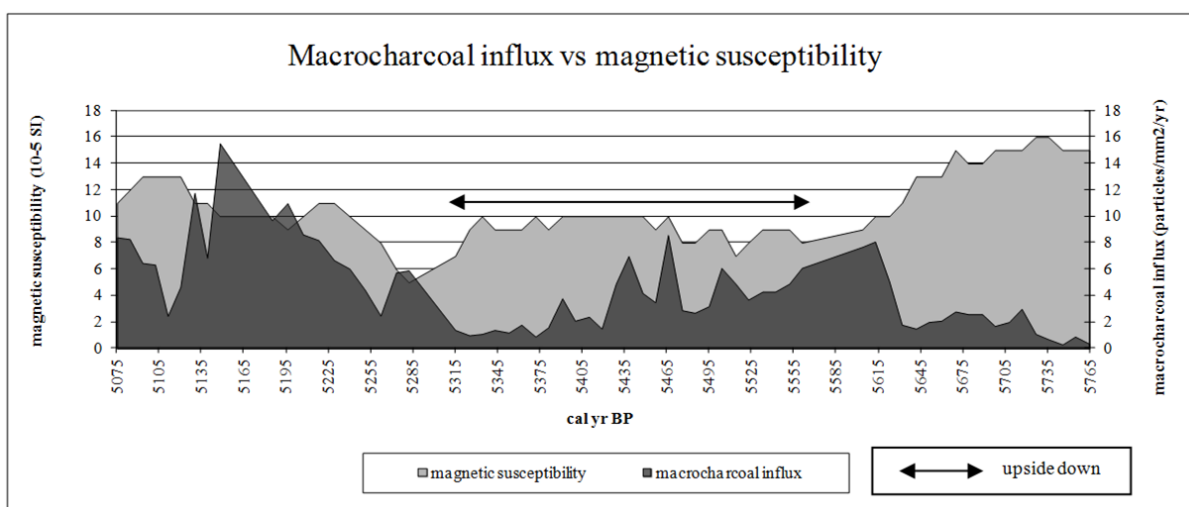
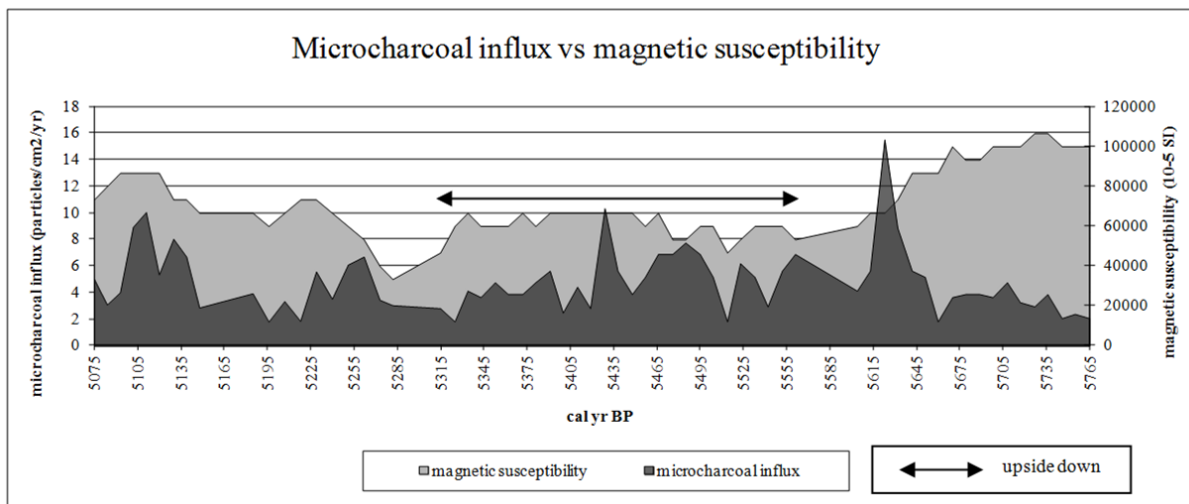
Il crollo definitivo dell’abete bianco si ebbe durante l’oscillazione CE-6 in cui sarebbe dovuto essere favorito, circa 5 100 cal yr BP: nell’Età del Rame il controllo delle azioni antropiche sulle variazioni vegetazionali prevale sui fattori climatici naturali. In seguito all’estinzione dell’abete bianco a scala regionale si diffuse prima l’ontano, specie pioniera, e poi il faggio (circa 5 000 cal yr BP), favorito probabilmente nella sua diffusione rispetto ad altri alberi (ad es. quercia) anche per le caratteristiche climatiche umide e fresche a esso congeniali.

Prendendo in considerazione la porzione di sequenza ad alta definizione (vedi § 10.7 per i dettagli) è possibile osservare con più dettaglio l'andamento dell'abete bianco in confronto con quelli degli influssi di micro e macrocarboni, questi ultimi *proxy* di incendi a scala locale. Si nota che in generale a un aumento dell'influsso di micro e macrocarboni corrisponde una diminuzione di abete bianco; questa dinamica legata agli incendi sembra verificarsi sia in ambito regionale sia in contesto locale, meglio delineato dall'influsso dei macrocarboni.



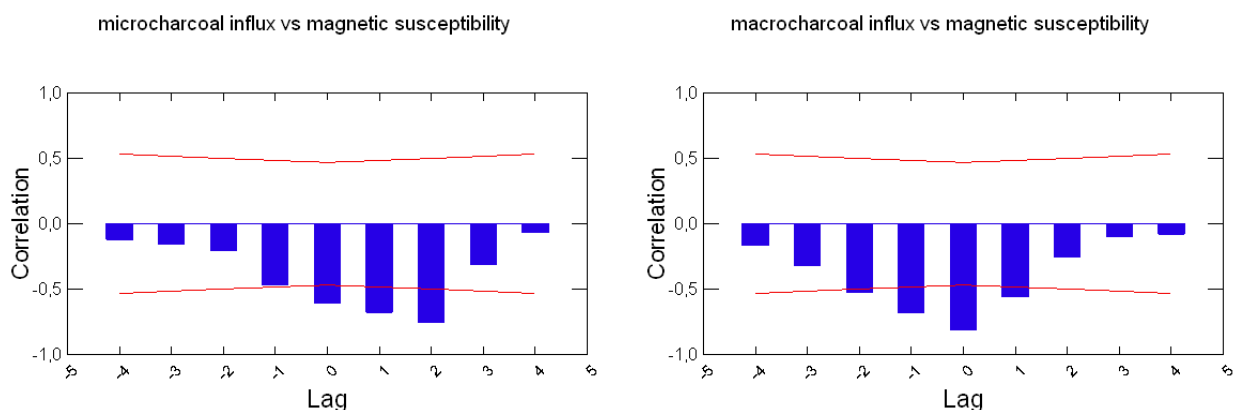
Nella parte di sequenza ad alto dettaglio è possibile osservare le variazioni di suscettività magnetica, indistinguibili nella sequenza completa, parametro geofisico che spesso è collegato all'apporto terrigeno verso il bacino lacustre (Thompson *et al.*, 1987), causato dall'erosione dei versanti dopo disboscamento (anche tramite il fuoco). Si nota che l'aumento di questo *proxy* di

erosione è successivo agli eventi importanti di incendio solo a partire da 5 300 cal yr BP a livello locale e circa 30 anni dopo a livello regionale.

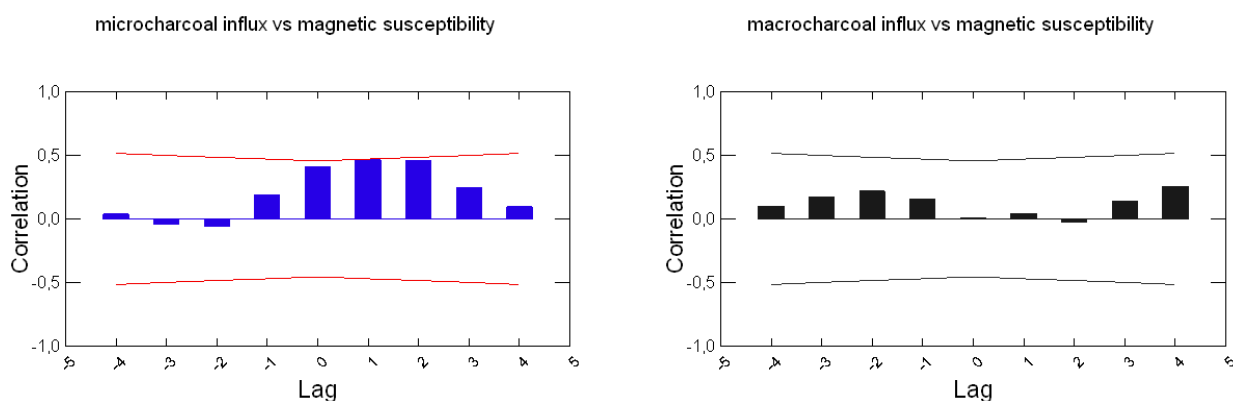


Questo è confermato dalle *time series analyses* svolte per il periodo compreso tra 5 771 e 5 599 cal yr BP, quando la suscettività magnetica diminuisce in modo significativo in corrispondenza (a livello locale) o dopo circa 86 anni (a livello regionale) l'evento di incendio invece di aumentare, come avviene invece nel periodo compreso tra 5 258 e 5 080 cal yr BP dopo circa 44.5 anni dall'incendio a livello regionale (vedi § 13.4). Questo aumento si ha proprio subito dopo il crollo definitivo dell'abete bianco e si può quindi ipotizzare che i tre fattori, cioè l'abete bianco, il disboscamento con fuoco e l'erosione, fossero tra loro collegati.

5 771 - 5 599 cal yr BP



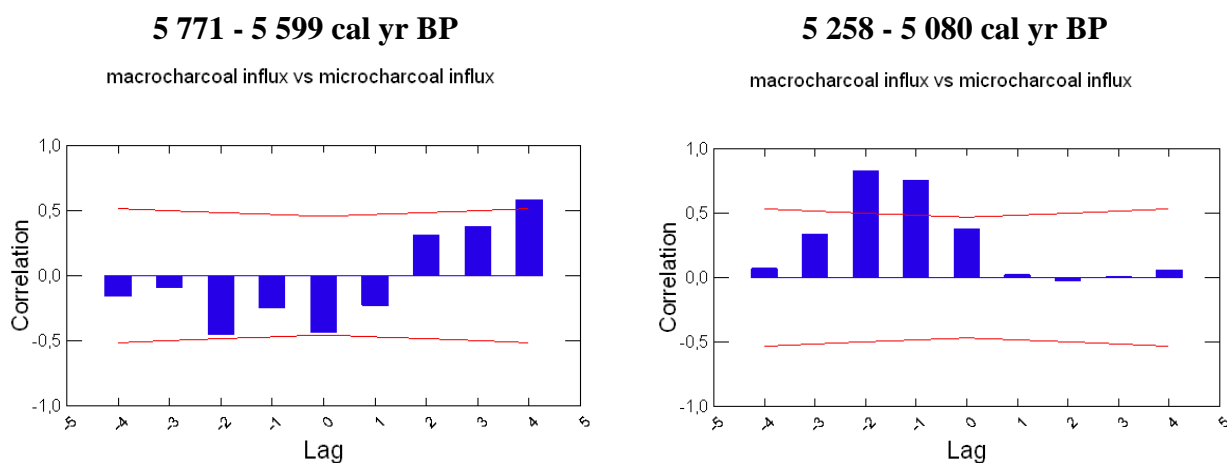
5 258 - 5 080 cal yr BP



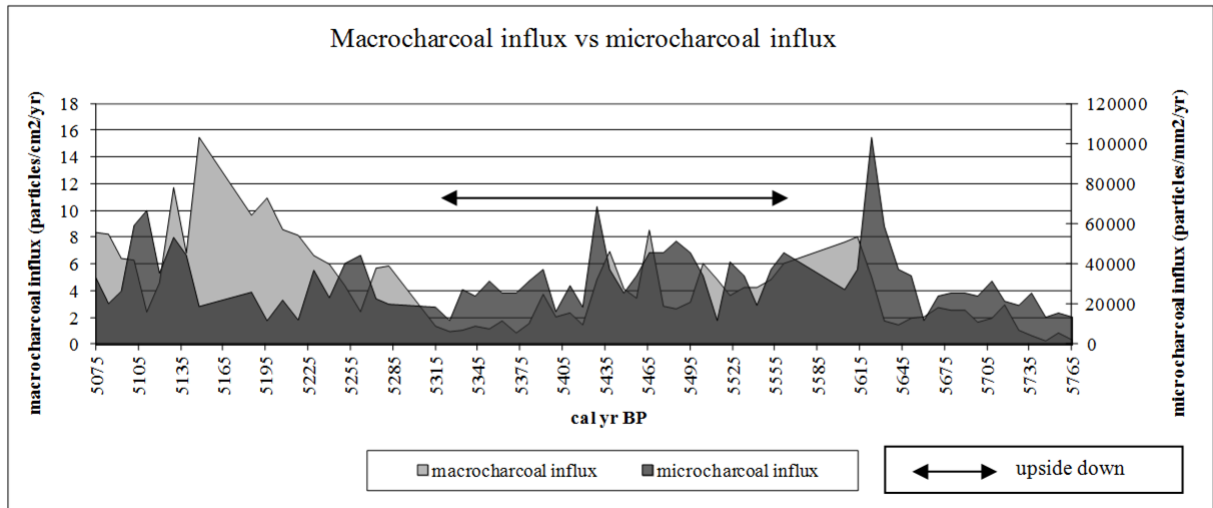
La mancanza di correlazione significativa tra questi parametri a livello locale tra 5 258 e 5 080 cal yr BP può essere spiegata in vari modi. In particolare, alti valori di suscettività magnetica non preceduti da picchi di influsso dei macrocarboni possono essere dovuti a erosione non causata da incendi (Whitlock e Larsen, 2001), oppure alla presenza nel suolo di resti di batteri magnetotattici, costituiti dai magnetosomi. I magnetosomi sono elementi costituiti da magnetite (Fe_3O_4) o greigite (Fe_3S_4), entrambi minerali ferrimagnetici, che hanno dimensioni comprese tra 35 e 120 nm e sono legati alla membrana citoplasmica dei cosiddetti batteri magnetotattici. I batteri magnetotattici usano i magnetosomi per allinearsi lungo le linee del campo geomagnetico e quindi spostarsi nell'acqua alla ricerca delle condizioni ambientali a loro più congeniali. Questo è possibile perché i magnetosomi sono disposti in catena lungo l'asse maggiore della cellula a formare un dipolo magnetico abbastanza grande perché la forza del campo possa agirvi. Le linee di forza del campo magnetico si dirigono all'interno e verso il polo corrispondente. La catena di magnetosomi perciò porta i batteri a spostarsi verso il basso (lontano dall'ossigeno) e in direzione Nord nell'emisfero boreale.

Al contrario, il mancato aumento della suscettività magnetica dopo un picco dell'influsso dei macrocarboni può essere dovuto al fatto che l'incendio verificatosi era di bassa intensità (meno di 400°): in questo caso non è avvenuto il processo innescato dagli incendi che determina la presenza di granuli magnetici "ultra-sottili" (0 – 0.02 mm), denominati ultraparamagnetici (Maher, 1988), maggiormente rilevati durante la misurazione della suscettività magnetica (Gedye *et al.*, 2000).

Osservando i correlogrammi tra influssi di micro e macrocarboni e percentuali polliniche relativi al periodo 5 771 e 5 599 cal yr BP, che ha sicuramente caratteristiche di significatività statistica (vedi § 13.4), si nota che l'effetto significativo del fuoco sull'altra variabile è ritardato di circa 43 anni a scala regionale rispetto alla scala locale. Ciò può significare che gli effetti degli incendi sulla vegetazione si resero concreti e significativi nell'area lariana qualche secolo dopo rispetto alla zona di Como. Questo *shift* temporale è confermato dalle *time series analyses* tra influsso dei macrocarboni e influsso dei microcarboni, i cui risultati sono di seguito esposti. Si nota infatti che gli incendi locali tendono a favorire quelli regionali dopo circa 170 anni. Questo dato non concorda con il periodo tra 5 258 e 5 080 cal yr BP probabilmente per la debolezza statistica che lo rende a rischio di insignificanza (vedi § 13.4).



Il seguente grafico sembra confermare tale andamento generale nella sequenza ad alta definizione.



La vegetazione è stata significativamente influenzata dagli eventi di incendio (vedi risultati delle *time series analyses* nel § 13.4). In generale gli incendi causarono la riduzione delle piante arboree e favorirono l'aumento di piante erbacee. La composizione dei boschi cambiò sia a livello regionale che locale immediatamente dopo gli eventi di incendio: nel periodo compreso tra 5 771 e 5 599 cal yr BP il fuoco causò il crollo di *Abies alba* e il contemporaneo aumento di piante resistenti o tolleranti al fuoco (*Salix*) oppure pioniere (*Alnus glutinosa* type), o che hanno sviluppato meccanismi di particolare protezione dei semi (*Betula* e *Pinus sylvestris/mugo* type). Dopo circa 43 anni dall'incendio si diffusero anche altri alberi che soppiantarono *Abies alba*, come *Quercus*, *Fagus*, *Acer* e, tra 5 258 e 5 080 cal yr BP, *Picea abies*, che resistettero al fuoco o si ripresero abbastanza velocemente dalla ceppaia (vedi § 13.3). L'aumento a scala regionale di *Tilia*, specie molto sensibile al fuoco, contemporaneamente all'incendio nel periodo tra 5 258 e 5 080 cal yr BP può essere dovuto al rischio di insignificanza statistica dei campioni esaminati (vedi § 13.4) oppure al fatto che l'incendio è stato favorito dalla grande quantità di questo albero che costituiva una consistente fonte di combustibile.

L'aumento delle erbe dopo gli incendi è dovuto all'incremento di alcune specie che normalmente si insediano negli spazi lasciati liberi dalla vegetazione compatta, come le *Poaceae* e le *Apiaceae*. Queste specie aumentarono in contemporanea con gli eventi di incendio a livello regionale. Molto significativo è l'incremento dei *taxa* nitrofilo, quali *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Cichorioideae* (anche nel periodo tra 5 258 e 5 080 cal yr BP), *Cruciferae*, *Mentha* type (anche nel periodo tra 5 258 e 5 080 cal yr BP) e *Urtica*; *Chenopodiaceae* e *Urtica* sono anche *taxa* pionieri. Queste piante trovano delle condizioni edafiche di pH favorevole nel suolo proprio in seguito agli incendi (vedi §13.3). Si può ipotizzare anche che l'aumento di *Asteraceae*, *Cichorioideae* e *Cruciferae* possa essere in una certa misura legato all'ignicoltura, che consisteva nel dare fuoco a una determinata area di bosco al fine di favorire la crescita

spontanea di queste piante, da cui si ricavavano insalate di foglie, germogli e fiori commestibili (vedi § 13.3).

Anche la felce *Pteridium aquilinum* aumenta in modo significativo dopo circa 43 anni dall'evento di incendio a livello regionale: questa specie è in grado di rigenerarsi a partire dai rizomi anche se la parte aerea è stata bruciata e si diffonde anche nelle zone in cui il sottobosco è impoverito (vedi § 13.3).

Alcuni *taxa* di erbe, funghi e felci sono invece risultati essere dei precursori degli eventi di incendio di circa 86 - 172 anni. Si tratta di *taxa* che si insediano normalmente negli ambienti umidi, come le erbacee *Liliaceae* e *Lysimachia vulgaris*, la licofita *Selaginella selaginoides* e le felci con spore monolete (per lo più genere *Dryopteris*), e nelle paludi, come il fungo *Geoglossum sphagnophilum*. Questo risultato può avere un significato ecologico che mostra la presenza di aree umide estese, che probabilmente sono state raggiunte dall'incendio che rese le zone umide almeno in parte più secche (vedi anche § 13.3), causando la diminuzione delle specie sopra nominate. Questo sembra verosimile considerando che il fungo *Meliola* sp., che vive nelle paludi, diminuisce entro i 43 anni dall'incendio a scala locale e 86 anni dopo a livello regionale. Inoltre, può essere significativo che nel periodo compreso tra 5 258 e 5 080 cal yr BP aumentò la specie sub mediterranea xerofila *Ostrya* sp., tipica proprio di ambienti aridi.

Altri precursori, di circa 43 - 86 anni, sono *Coniochaeta* sp. a livello regionale e locale, e *Sordaria* sp. e *Sporormiella* type a livello locale. Questi generi sono funghi coprofilo e quindi la correlazione indica che gli incendi erano almeno in parte finalizzati all'apertura di pascoli o di spazi per la stabulazione: il fatto che la pastorizia fosse sempre più praticata nella zona di Como spingeva alla necessità dopo alcuni decenni di ampliare le aree spoglie di alberi. Questo meccanismo è in parte opposto a livello regionale nel caso di *Sordaria* sp. e *Sporormiella* type, che aumentarono dopo circa 43 dall'incendio. La motivazione sembra però analoga: dopo pochi decenni gli spazi utilizzati erano in uso come pascoli, oppure come campi agricoli, visto che *Cerealia* aumenta significativamente entro 43 anni a livello locale e dopo 86 anni circa dall'incendio a scala regionale.

Nel periodo compreso tra 5 258 e 5 080 cal yr BP aumentò a livello locale circa 44.5 anni prima dell'evento di incendio *Plantago*, che indica che l'impatto antropico era significativamente alto già prima dell'incendio.

Molto significativo è infine l'aumento di *Gelasinospora* sp. e *Neurospora crassa* sia a livello regionale che locale contemporaneamente o 43 anni dopo l'incendio: le spore di questi funghi si sviluppano proprio sui residui di vegetali carbonizzati.

15.2.2 Altre attività antropiche in aggiunta agli incendi

Le attività di incendio non sono le uniche che cambiarono il paesaggio vegetale in modo sostanziale. Il disboscamento tramite taglio è tra queste la più incisiva.

Nell'area lariana è a partire da circa 7 000 cal yr BP, durante il Neolitico, che gli uomini si insediarono in modo relativamente stabile raggruppandosi in villaggi per dedicarsi alle attività agricole e pastorali. Per ricavare le aree in cui allestire abitati, campi e pascoli, per costruire capanne, utensili, mobilio e per scaldarsi e cuocere i cibi fu necessario sfruttare il legname.

Il disboscamento portò alla progressiva diminuzione di alcune specie arboree tipiche dei boschi misti prealpini che si formarono spontaneamente a partire dall'Olocene, soprattutto la quercia e l'abete bianco. Alcune aree venivano disboscate per ricavare legname per vari usi, e non per insediarsi, perciò dopo il prelievo del legname l'area veniva abbandonata. Questa attività provocò un disturbo in una fitocenosi in stato di *climax* e innescò una successione vegetazionale che tende naturalmente a ripristinare lo stato precedente il disturbo. La rigenerazione naturale delle comunità vegetali avviene non solo durante i processi di fluttuazione che portano al ringiovanimento della vegetazione (Pignatti, 1998), ma anche in seguito ad eventi perturbanti, come il disboscamento (Ehrendorfer, 1995). La successione della rigenerazione prevede l'insediamento dapprima di *taxa* pionieri di breve durata, poi di specie con rapido accrescimento, ed infine di giovani piante delle specie dominanti prima dei tagli, a crescita più lenta (ad esempio quercia e faggio).

Tale genere di successione vegetazione è in parte stata rintracciata anche a Como-Piazza Verdi, come esposto in maggior dettaglio nel paragrafo 15.2.3.

Al disboscamento tramite taglio può essere attribuito il repentino calo subito dal faggio intorno a 4 550 cal yr BP. Non sono infatti segnalate in letteratura oscillazioni climatiche che ne possano giustificare tale variazione; inoltre, è possibile escludere anche l'influenza del fuoco, poiché, pur essendo sensibile come singola pianta, quando costituisce boschi puri riesce a inibire il fronte delle fiamme grazie alla lettiera molto compatta (Conedera e Moretti, 2005); inoltre resiste in generale agli incendi se non sono molto frequenti (Wick e Möhl, 2006). Nel periodo di collasso del faggio prese nuovamente il sopravvento l'ontano insieme al nocciolo.

Il faggio ritornò ai livelli di presenza precedenti dopo circa 4 secoli, in quanto forse si era riusciti a creare un equilibrio tra spazi legati ad agricoltura e allevamento e spazi con boschi, che costituivano in egual modo importanti risorse di legname e combustibile e di habitat per la

selvaggina che veniva cacciata. E' probabile che fu anche favorito nella rigenerazione grazie alla sua velocità di crescita in seguito a tagli ripetuti (Küster, 1997).

Meccanismo simile deve essere avvenuto circa 5 900 cal yr BP nel caso dell'abete bianco, che subì un drastico declino. Non vi sono infatti evidenze di oscillazioni climatiche o di impatto antropico con l'uso del fuoco che lo possano giustificare, quindi si tratta probabilmente del risultato dello sfruttamento di questa specie come legname, ricavato per taglio. Non si può comunque escludere che altri fattori, quali malattie e caratteristiche genetiche (vedi § 15.2.4), possano avere almeno in parte contribuito a tale declino.

Un'importante conseguenza del disboscamento è legata all'erosione dei versanti che furono in parte abbandonati dopo il disboscamento per ricavare legname. L'apporto terrigeno nel lago ne alterò l'ecologia a livello delle caratteristiche delle acque. Infatti, come esposto già nel precedente capitolo 14, l'acqua si intorbida in modo particolare a partire da circa 4 700 cal yr BP (Età del Rame) e perse organismi acquatici sensibili a tale condizione, quali alghe, briozoi, chironomidi e ostracodi. Questo aumento dell'apporto terrigeno è riflesso anche dagli alti tassi di sedimentazione (vedi cap.8), dalla prevalenza della componente inorganica su quella organica diversamente dai livelli più antichi (vedi cap.11) e dall'aumento, seppur graduale, della suscettività magnetica a partire da 5 000 cal yr BP circa, che indica l'accelerazione dell'erosione e dei meccanismi di disturbo dei suoli a causa di disboscamenti (cf. Thompson *et al.*, 1975).

Sembrano da escludere pratiche di gestione controllata dei versanti tramite, ad esempio, terrazzamenti per villaggi e campi agricoli. Infatti, le prime lavorazioni dei versanti a quote collinari sono testimoniate solo a partire dall'Età del Bronzo medio, quindi circa un millennio dopo il termine recente della sequenza palinologica e della fase palustre-lacustre. Le evidenze archeologiche di queste pratiche sono venute alla luce in Liguria (Maggi *et al.*, 1987), Valle d'Aosta (Mollo, 2002) e Trentino (Tecchiati *et al.*, 2010). L'ipotesi dell'utilizzo di terrazzamenti per le coltivazioni a quote montane è stata avanzata dopo il ritrovamento di tracce di orzo in Val Cavargna, risalenti a circa 4 300 cal yr BP, cioè al termine dell'Età del Rame (Castelletti *et al.*, 2011; Castelletti e Motella, 2012). E' da tenere presente che comunque non è possibile determinare con certezza se, nell'Età del Bronzo, la pratica fosse già sufficientemente diffusa per stabilizzare i versanti in modo registrabile in termini di diminuzione dell'erosione e dell'apporto terrigeno. E' invece probabile che siano stati necessari millenni per l'affinamento di tecniche di gestione e controllo estesi nel tempo e nello spazio, che consentissero la completa fruizione delle risorse in ambienti non facilmente sfruttabili nell'immediato.

L'intensificarsi delle pratiche agricole intorno all'inizio dell'Età del Bronzo (4 300 cal yr BP), che richiedevano anche disboscamenti per i campi, è registrato a Como-P.Verdi con

l'aumento della presenza di polline di cereali e di piante infestanti le colture. Sono ben rappresentate in questo periodo anche altre specie di uso alimentare, come la vite, l'ulivo, il nocciolo, parte delle *Rosaceae* (melo, pero e prugnolo selvatico), piante erbacee con frutti (rovo, famiglia delle *Rosaceae*) e foglie commestibili (insalate; vedi anche cap.13), che probabilmente non venivano coltivate sistematicamente, ma erano favorite nella loro crescita ai margini del bosco. L'intensificazione dell'uso del territorio da parte dell'uomo in questo periodo è dimostrata anche dall'aumento di piante ruderali costituite da coltivi e abitati abbandonati (acetosa minore, artemisia e piantaggine).

Un'altra attività antropica che influì sulla composizione della vegetazione nell'area lariana è l'allevamento, e non soltanto perché implica l'abbattimento di porzioni di foresta per ricavare i pascoli. L'allevamento infatti può essere considerato una concausa nel caso specifico dell'indebolimento della presenza dell'abete bianco. Le giovani piante costituiscono la preferita fonte di alimentazione per gli animali selvatici e domestici durante l'inverno, come emerge da alcuni studi sui coproliti di animali domestici risalenti al Neolitico in Svizzera (ad es. Akeret *et al.*, 1999). La rigenerazione dell'abete bianco è quindi resa difficile da questa pratica di alimentazione, che era ancora in uso all'inizio del XX sec. (Brockmann-Jerosch, 1918; 1936). La stabulazione e la presenza di pascoli sono attestate a Como-Piazza Verdi dalle spore dei funghi coprofilo *Coniochaeta* sp., *Cercophora* sp. e *Sporormiella* sp.

15.2.3 Intensità e ripetizione dei disturbi antropici: le successioni secondarie

Gli incendi, così come altre situazioni che comportano disturbi alle fitocenosi (disboscamento, abbandono dei coltivi, aratura dei prati, costituzione di pascoli), innescano delle successioni secondarie nella vegetazione. Questo tipo di successione accade quando vi è la distruzione totale o parziale di ambienti già colonizzati, in cui quindi vi sono già condizioni di esistenza favorevoli per le piante.

In generale, dopo il disturbo si installano, nel primo anno, le piante pioniere opportuniste e le erbe si diffondono con rapidità negli ambienti liberati dagli alberi bruciati.

Dopo 2 - 3 anni la ricchezza floristica raggiunge i valori massimi; le piante presenti nella popolazione incendiata e delle quali resta la ceppaia non bruciata si rigenerano per via vegetativa e cominciano a raggiungere un portamento arbustivo; si diffondono anche gli arbusti eliofili con rapido accrescimento e diminuiscono le piante erbacee.

A partire dal quinto anno comincia la fase che porta alla stabilizzazione finale (*climax*) della fitocenosi, la quale presenterà una densità floristica inferiore rispetto a quella degli anni precedenti. Le giovani piante delle specie dominanti prima dei tagli, a crescita più lenta, cominciano a prevalere sulle specie a rapido accrescimento.

Nel caso degli incendi, vi sono delle specie particolari che tendono a diffondersi con una certa velocità nelle prime fasi della ricolonizzazione: si tratta di erbe nitrofile e xerofile, che trovano degli ambienti resi per loro favorevoli proprio dal passaggio del fuoco (vedi §13.3).

Il ritorno a uno stadio stabile uguale o simile a quello che esisteva prima dell'incendio è piuttosto rapido: in certi casi, 10-12 anni. La rapidità del *turn-over* dalla fase con piante pioniere alla fitocenosi originaria dipende dalla strategia riproduttiva delle specie dominanti prima dell'incendio. Se prevalevano piante con strategia riproduttiva vegetativa (da ceppaia) è veloce, se con riproduzione per semi attivati da fuoco (ad es. pino) è necessario più tempo, poiché le plantule devono raggiungere l'altezza di almeno 1,5 m prima di diventare competitive.

E' fondamentale considerare che l'alta frequenza di incendi provoca un troncamento della successione secondaria, che può interrompersi durante le prime fasi e quindi non raggiungere la fase di rigenerazione di una vegetazione stabile. Ripetuti troncamenti nella prima fase possono provocare l'istaurarsi permanente di una vegetazione costituita solamente da piante erbacee e pochi arbusti rigenerati da polloni, che non hanno il tempo di crescere e produrre nuovi esemplari tramite la dispersione di semi. Se le interruzioni della vegetazione coinvolgono la fase successiva il bosco sarà più ricco floristicamente, ma non avrà la possibilità di raggiungere il *climax*: la vegetazione non arriverà a sfruttare in modo ottimale le risorse (spazio, luce, acqua...). Un ecosistema che ha raggiunto il suo *climax* è più resistente ai disturbi esterni. Per quanto riguarda le conifere come l'abete bianco, che non hanno meccanismi di difesa del fuoco simili a quelli del pino, incendi ripetuti eliminano poco alla volta gli esemplari su aree sempre più ampie e ne provocano la scomparsa anche a grande scala, soprattutto se gli incendi sono frequenti e intaccano la chioma (perdita dei semi).

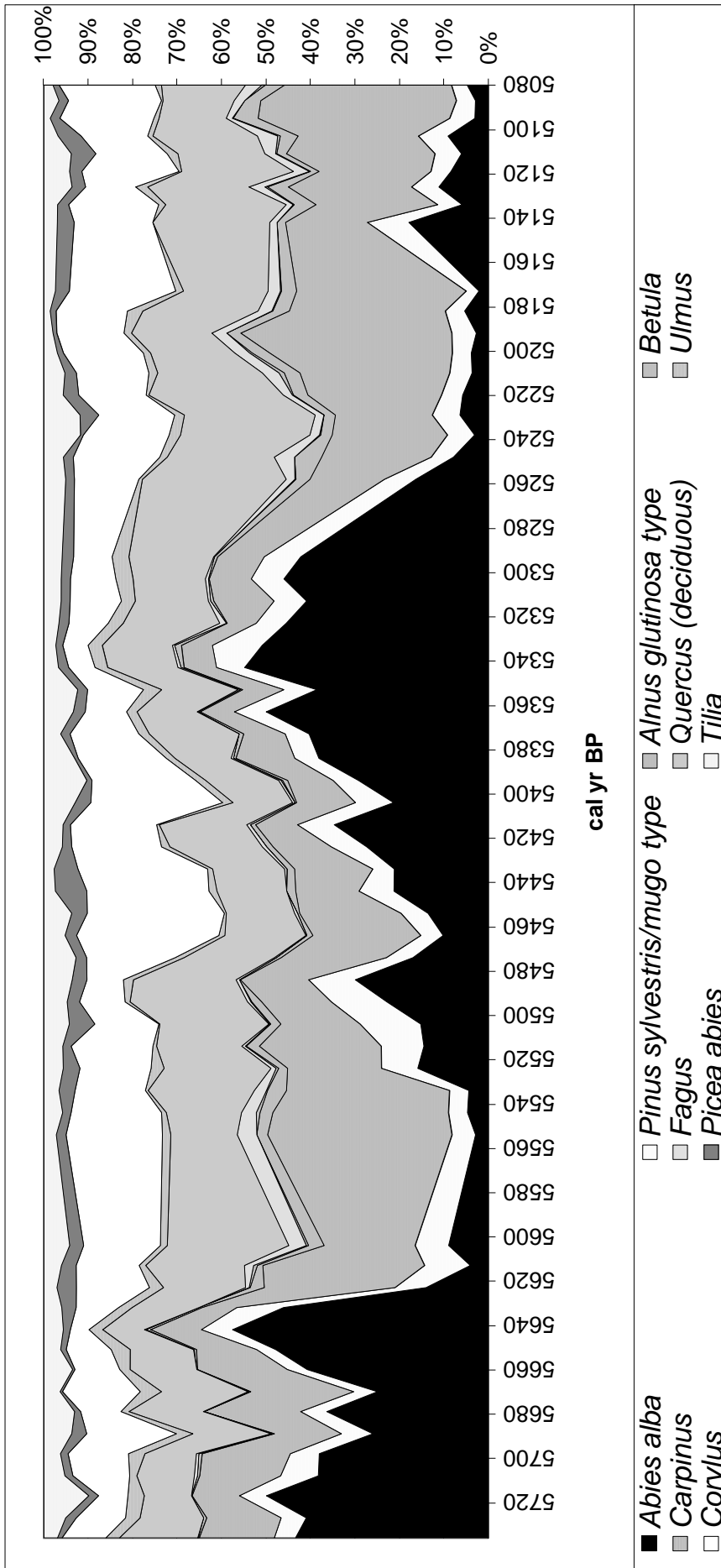
Tale successione vegetazionale è rintracciabile a Como-Piazza Verdi come visto precedentemente (§ 15.2) e dimostra che, come si può comunque ragionevolmente ipotizzare, l'attività di taglio era uno dei fattori che plasmavano l'evoluzione del paesaggio vegetale.

L'aumento della betulla quasi sempre subito dopo ai picchi dell'ontano, specie pioniera in seguito all'eliminazione della specie dominante (cioè l'abete bianco), può essere spiegato proprio da questo meccanismo di dinamica vegetazionale. Stesso andamento sembrano avere il nocciolo, pianta eliofila che si installa ai margini dei boschi e nelle radure, e l'abete rosso, che possiede in generale buone capacità di adattamento. A essi si accompagna anche aumento di

specie erbacee insediatesi pure esse nei nuovi spazi aperti, tra le quali anche alcune indicatrici di frequentazione umana, quali cereali, vite e piantaggine.

Successivamente abete bianco o, alla sua scomparsa, quercia e/o faggio aumentano, l'ontano e il nocciolo diminuiscono e la betulla scompare. Picchi di carpino, *taxon* la cui diffusione in quantità rilevante è facilitata nei momenti di poco posteriori alle attività di disboscamento (Ehrendorfer, 1995), si trovano quasi sempre in corrispondenza degli aumenti di betulla.

Questa successione ovviamente non è sempre osservabile perché in alcune parti della sequenza la risoluzione è meno dettagliata e perché i dati non sono continui (campionamenti non contigui). Queste condizioni sono però soddisfatte dai campionamenti ad alta definizione che comprende un periodo compreso tra circa 5 750 e 5 070 cal yr BP; di seguito si trova il grafico relativo a questo intervallo.

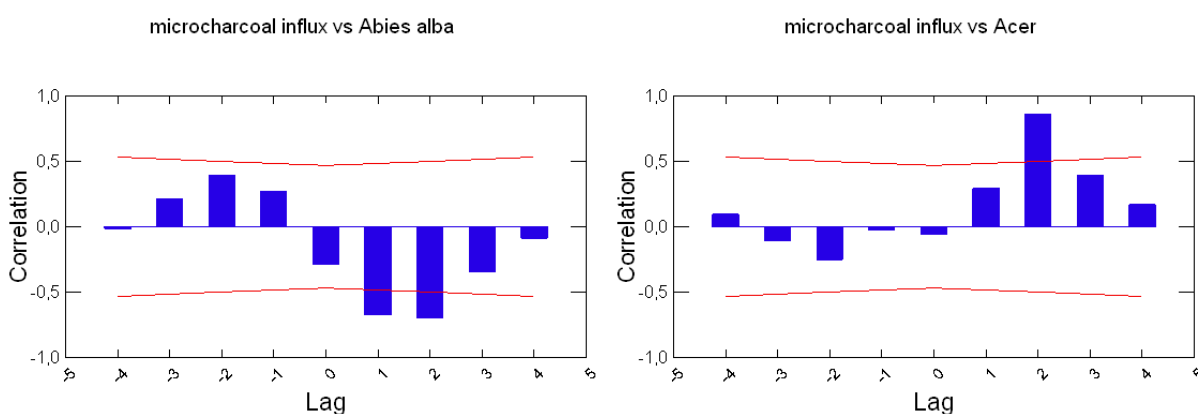


Dal grafico si nota che generalmente la successione sopra esposta avviene con questa tempistica: dopo i picchi di abete bianco, a cui segue un importante declino, aumentano immediatamente dopo circa 10 anni betulla, nocciolo e ontano. Successivamente l'ontano predomina su tutte le altre specie per circa 100 anni. Infine per i circa 50 anni successivi l'ontano diminuisce e la quercia aumenta finché i due *taxa* sono presenti in percentuali simili. Dopo ciò l'abete bianco ha una ripresa e raggiunge un nuovo picco circa 150 anni dopo quello precedente.

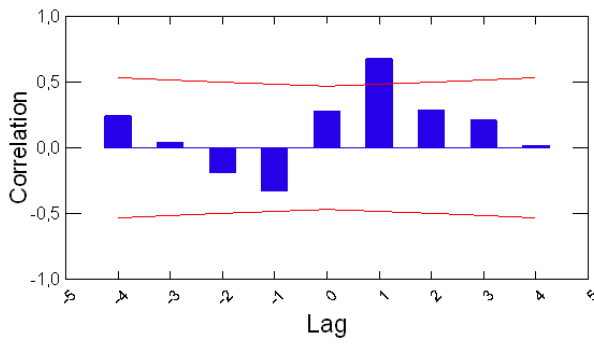
Seppur cronologicamente limitate al periodo compreso tra 5 771 e 5 599 cal yr BP, i risultati delle *time series analyses* mostrano la successione secondaria a livello regionale, nel caso in cui essa sia stata avviata da un evento di incendio. La successione indica che il crollo dell'abete bianco è successivo di circa 43 anni all'evento di incendio. Contemporaneamente al crollo vi è l'aumento di ontano, carpino, abete rosso e salice e, dopo 43 anni, si registra l'aumento della betulla. Il nocciolo non sembra invece aumentare in modo significativo in questo *range* temporale. La quercia aumenta in quantità significativa già 43 anni dopo l'incendio, segno che la diminuzione dell'abete bianco lasciò ampi spazi liberi per altre piante arboree, nei quali si insediarono negli stessi periodi anche faggio e acero.

La ripresa dell'abete bianco è al di fuori del periodo compreso dalla *time series analyses*, perciò avvenne più di 170 anni dopo l'incendio.

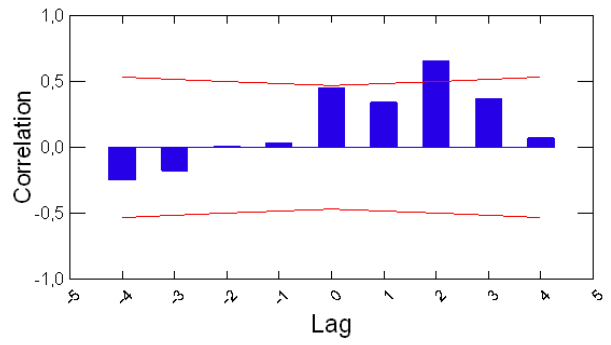
Di seguito si riportano i correlogrammi che hanno permesso di ricostruire questa successione dopo l'incendio.



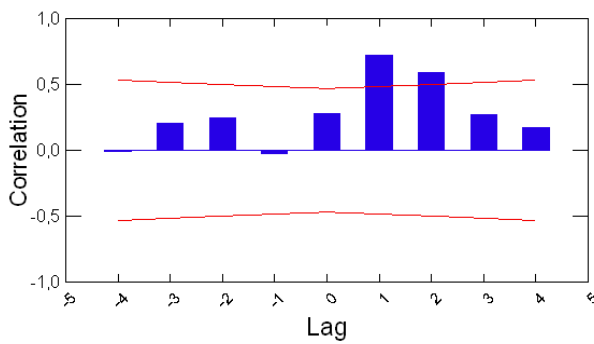
microcharcoal influx vs *Alnus glutinosa* t.



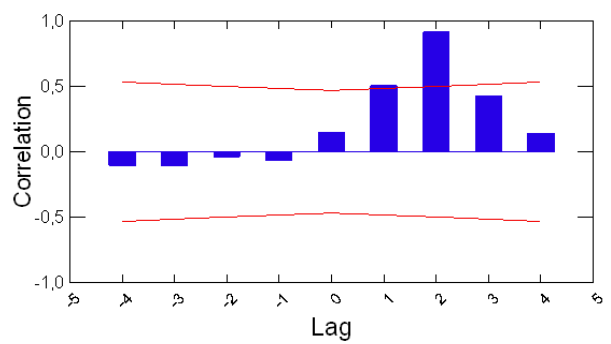
microcharcoal influx vs *Betula*



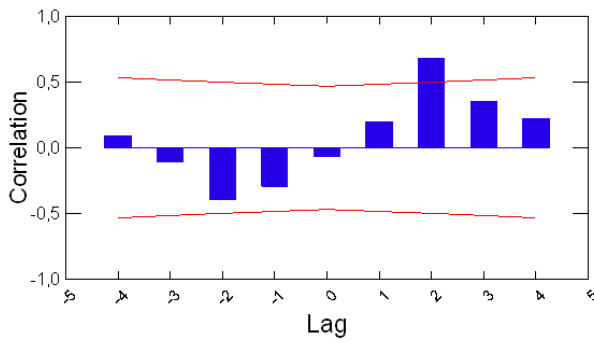
microcharcoal influx vs *Carpinus*



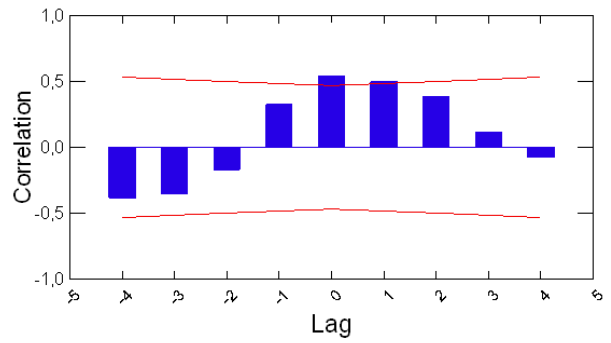
microcharcoal influx vs *Fagus*



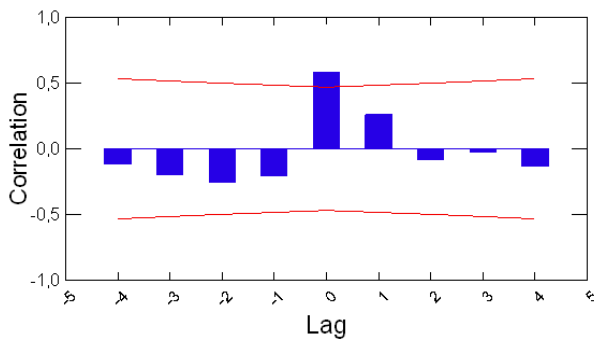
microcharcoal influx vs *Quercus* (deciduous)



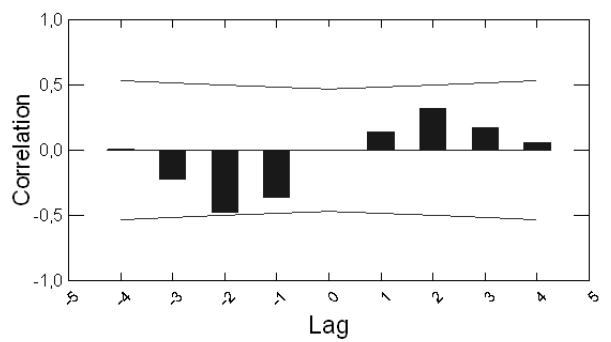
microcharcoal influx vs *Picea abies*



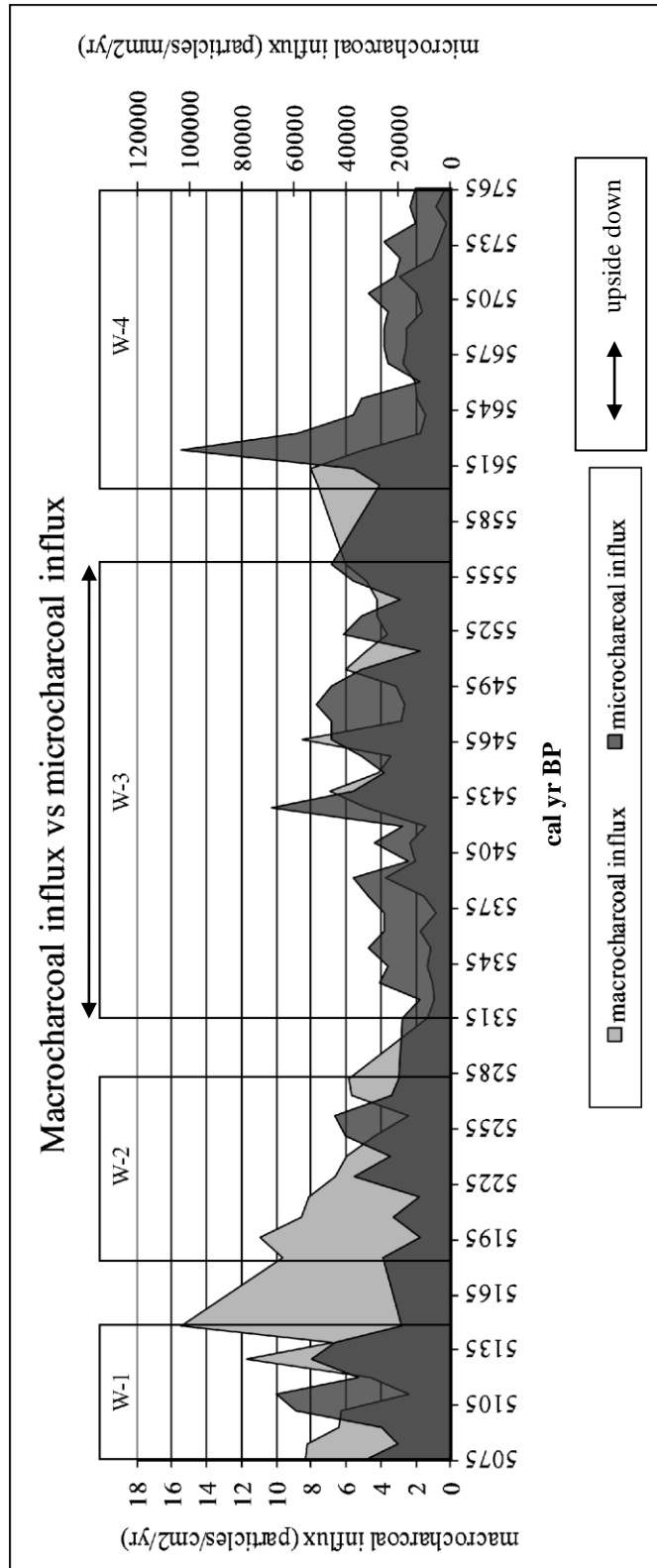
microcharcoal influx vs *Salix*



microcharcoal influx vs *Corylus*



La frequenza degli incendi è stimabile osservando i picchi degli influssi di micro e macrocarboni nella parte di sequenza ad alta risoluzione, graficamente rappresentati nella figura di seguito riportata; sono riportati anche gli intervalli cronologici compresi nelle finestre analizzate (da W-4 a W-1; vedi § 10.7 per i dettagli).



Per quanto riguarda i microcarboni, indicatori di incendi a livello regionale, i picchi principali sono 4 e cronologicamente distanti fra loro, a partire dall'evento più antico, rispettivamente 200 anni, 100 anni e 150 anni. A livello locale (macrocarboni) è possibile individuare 5 picchi principali, dei quali solo i 2 più antichi coincidono con quelli dei microcarboni. Questi 5 eventi sono distaccati l'uno dall'altro, partendo dall'incendio più antico, di 200 anni, 150 anni, 100 anni e 100 anni.

Quelli qui citati sono gli eventi più significativi, ma osservando attentamente è possibile distinguere altri picchi minori con cadenza di circa 30 anni per quanto riguarda i microcarboni e di circa 50 e 100 anni per i macrocarboni. La ripetizione degli incendi sia di alta che di bassa intensità provocava soprattutto a livello regionale o il troncamento della successione secondaria o il continuo sforzo da parte della fitocenosi in *climax* di rinnovarsi più volte partendo ogni volta dall'inizio della successione. Questa oscillazione di picchi di presenza e crolli ripetuti più volte di alcune specie, come ad esempio dell'abete bianco, porta alla lunga alla riduzione delle specie sensibili fino alla scomparsa a livello regionale, a prescindere dal tipo di impatto antropico.

Le oscillazioni richiamano il fenomeno del “*flickering*”, che significa “guizzare delle fiamme”, cioè un'alternanza di stati nei sistemi socio-ecologici causati da impatti altamente disturbanti. Queste dinamiche raramente vengono osservate per la mancanza di *time series* ad alta risoluzione. Studi su variazioni dei parametri di troficità dei laghi suggeriscono che il fenomeno del *flickering* è un precursore di importanti cambiamenti nel sistema ecologico, nel caso specifico degli studi della transizione dei laghi a condizioni eutrofiche (Wang *et al.*, 2012). In questo caso il *flickering* dell'abete bianco a causa dell'impatto antropico è stato il precursore di un cambiamento ecologico radicale che ha portato alla sua scomparsa e all'affermazione di cenosi differenti.

Il continuo disturbo che portava l'abete bianco a crollare e riprendersi più volte ha portato alla sempre maggiore difficoltà di ripristinare boschi in equilibrio naturale. Ciò sembra essere visibile per quanto riguarda la variazione in dettaglio della diversità visibile nella parte di sequenza ad alta risoluzione, in particolare delle *evenness*. Si nota infatti che nel periodo compreso tra 5 258 e 5 080 cal yr BP vi fu un aumento della ricchezza in specie e soprattutto una diminuzione della *evenness* (fig.n°2), che indica la bassa equiripartizione degli individui tra i *taxa* presenti. Questo può essere un segnale di una fitocenosi lontana dal *climax*, causata dall'aumento dell'intensità dell'impatto antropico a partire dall'Età del Rame, in corrispondenza anche dell'aumento degli insediamenti nell'area lariana (vedi § 15.1).

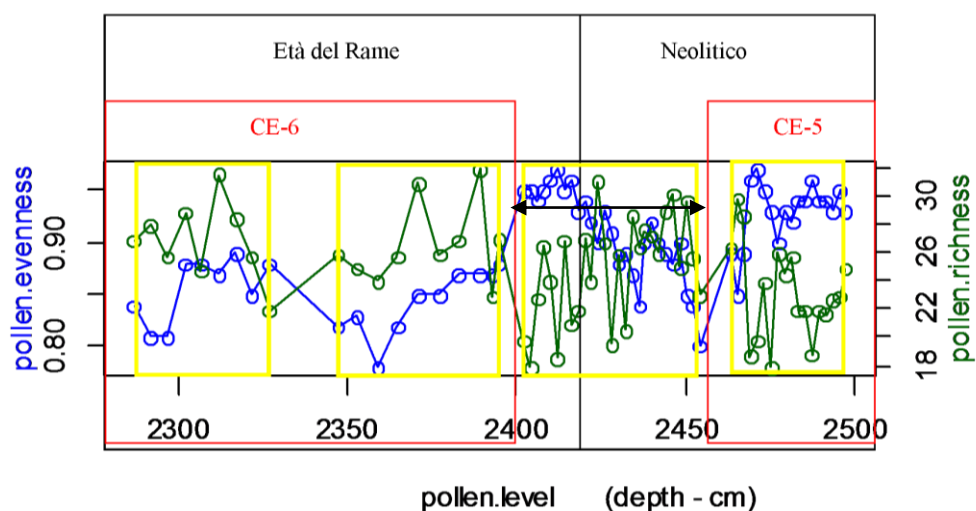
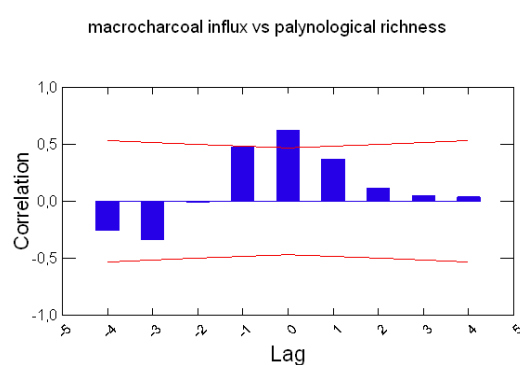
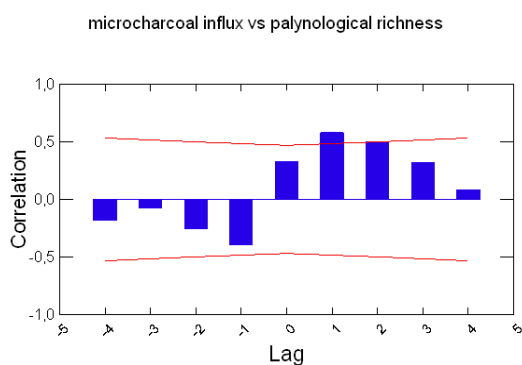


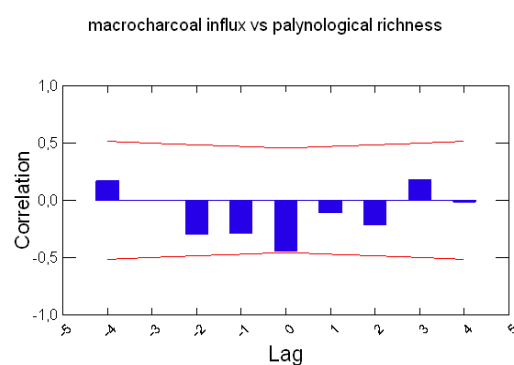
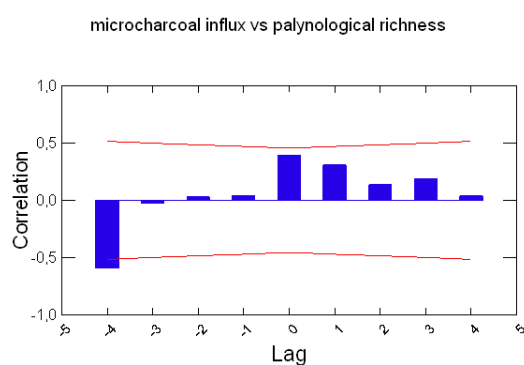
Fig.n°2: grafico raffigurante gli andamenti della *evenness* e della ricchezza palinologica relativi alla sequenza ad alto dettaglio. La freccia indica la porzione di sedimento capovolta dal punto di vista paleomagnetico (vedi cap.3).

Le *time series analyses* (vedi correlogrammi di seguito riportati) mostrano che la ricchezza palinologica aumentò significativamente nel periodo 5 771 - 5 599 cal yr BP entro circa 40 anni dopo eventi di incendio a livello locale e tra 40 e 80 anni dopo gli incendi a livello regionale.

5 771 - 5 599 cal yr BP



5 258 - 5 080 cal yr BP



L'aumento della pressione antropica a partire da 5 258 cal yr BP sembra confermato anche dai dati relativi alla suscettività magnetica, *proxy* di erosione, in relazione agli eventi di incendio tramite *time series analyses* (vedi correlogrammi nel § 15.2.1). Come già detto nel § 15.2.1, si nota infatti che per il periodo compreso tra 5 771 e 5 599 cal yr BP la suscettività magnetica diminuisce in modo significativo in corrispondenza (a livello locale) o dopo circa 86 anni (a livello regionale) l'evento di incendio invece di aumentare, come avviene invece nel periodo compreso tra 5 258 e 5 080 cal yr BP dopo circa 44.5 anni dall'incendio a livello regionale (vedi § 13.4).

15.2.4 Difficoltà interpretative dei dati legate alla possibile concausalità di vari fattori

L'utilizzo di test statistici ha avuto lo scopo di verificare se esiste una correlazione significativa tra la variazione % di una specie indicatrice di incendio e quella dell'influsso dei microcarboni. Una mancata significatività indica che il cambiamento della % non è causato dal cambiamento dell'influsso dei microcarboni; questo indica che la variazione è collegata solo o anche ad altri fattori, sia antropici, sotto esposti e riassunti nella tabella seguente, che naturali, come sopra illustrato.

indicatori solamente di incendi, ma anche di altre attività antropiche o di variazioni delle condizioni climatiche.

Le piante pioniere non sono sempre indicatori di incendi nel senso che si installano in aree depresse dalla vegetazione, la cui scomparsa può essere legata non solo agli incendi, ma anche a disboscamenti, legati strettamente alle attività antropiche per ricavare aree aperte per abitati, campi e allevamenti. Analogo discorso riguarda le specie eliofile.

Le specie nitrofile possono indicare oltre ad avvenuti incendi anche la presenza di allevamenti, in quanto la concentrazione di letame determina un accumulo di nutrienti azotati che favorisce queste piante. In quest'ultimo caso la statistica può dare un aiuto per individuare la causa prevalente di cambiamento percentuale di un *taxon*: una correlazione statisticamente non significativa tra, ad esempio, aumento di specie nitrofile e alto influsso di microcarboni può indicare che l'aumento di queste piante non è dovuto all'aumento delle aree incendiate, bensì all'aumento di pratiche di allevamento.

Le piante mediterranee, sub-mediterranee e xerofile che si adattano a climi secchi possono avere un aumento grazie a un evento di incendio, ma anche o solo a causa di un cambiamento climatico anche temporaneo.

Infine, tra le spore fungine che si installano sui vegetali combustibili, *Gelasinospora* sp. è anche un parassita delle piante vive, perciò la sua presenza potrebbe non essere necessariamente legata al fuoco.

Un altro problema per l'interpretazione dei dati è capire se gli eventi d'incendio sono stati di origine dolosa o naturale; gli incendi naturali sono attualmente molto rari (approssimativamente 1% all'anno) e normalmente innescati dai fulmini. Le scariche da fulmine possono accendere la lettiera al piede dell'albero colpito, dando origine a un incendio sotterraneo che si propaga attraverso radici e humus. Gli incendi da fulmine sono più frequenti in zone ad altitudini elevate, con forti pendenze e con predominanza di conifere.

Fondamentali a questo punto sono le informazioni che si possono ricavare grazie all'archeologia sulla frequentazione antropica locale nei vari periodi di tempo presi in esame (vedi § 4.7): queste informazioni diventano un *proxy* che dà un riscontro dimostrativo sulla componente antropica di cambiamenti paleoambientali.

Infine, bisogna ricordare che altri fattori naturali possono aver influito sulla diminuzione di alcune specie.

Per quanto riguarda l'abete bianco si ipotizza che l'estinzione nell'Europa Centrale possa essere stata causata anche dalla predisposizione genetica a una bassa adattabilità di questa specie di fronte alla concomitanza di vari fattori sfavorevoli come una riduzione di umidità,

un'intensificazione di incendi e altre attività antropiche, e altri fattori biotici e abiotici. Questa ipotesi è stata avanzata da Larsen (1981, 1986) e Bergmann *et al.* (1990) che sostengono che le popolazioni oloceniche di abete bianco nell'Europa Centrale provenienti dai rifugi tardiglaciali insediatisi sugli Appennini (Zoller e Kleiber 1971; Schneider 1985; Huntley e Birks 1983; Lang 1994) hanno una variabilità genetica significativamente bassa rispetto alle popolazioni provenienti dai rifugi in Calabria e sui Balcani. Per spiegare questa scarsa variabilità genetica si è ipotizzato che essa dipenda dalle condizioni climatiche estreme (ad es. siccità) che hanno colpito le popolazioni dei rifugi nell'Appennino durante le loro migrazioni nel Tardiglaciale (Larsen, 1986).

Un altro fattore che può aver influenzato la forte diminuzione di alcune specie è quello delle malattie, che possono diffondersi anche molto velocemente (Zoller, 1960). Può essere il caso della scomparsa dell'olmo, che può morire se colpito dal fungo *Ophiostoma ulmi*, che provoca l'ostruzione delle trachee nei fusti tramite le loro ife. Viene riportato in letteratura che negli ultimi 40 anni circa gli olmi hanno subito una diminuzione nel loro numero dovuta alla moria di esemplari maturi colpiti da questo fungo parassita specifico (Bracco e Marchiori, 2001).

15.3 Le conseguenze dell'impatto antropico rintracciato per il bacino lariano visibili sulla vegetazione attuale

15.3.1 L'ingresso e la diffusione di piante esotiche come segno di riduzione e frammentazione delle foreste e di cambiamenti climatici globali

Castagno e robinia

I boschi che ricoprivano quasi interamente da boschi di latifoglie la Pianura Padana e i rilievi prealpini, interrotti solo da zone acquitrinose, sono andati incontro a riduzioni progressive già dal Neolitico, come ben rilevato anche dalle analisi della presente ricerca. L'attività di disboscamento ha causato una riduzione delle aree boschive, come dimostra l'attuale basso numero dei loro relitti; una delle conseguenze è che le piante esotiche introdotte dall'uomo a vario scopo sono riuscite a infiltrarsi in queste fitocenosi disturbate e spesso a soppiantarle dando origine a vegetazioni completamente differenti da quelle potenziale. Si riportano di seguito due fra i più significativi esempi di queste dinamiche, cioè quelli relativi al castagno e alla robinia.

Il castagno è una specie mesofila collinare che predilige terreni acidi, freschi e profondi in ambienti umidi; si trova quindi oggi ben distribuito nei boschi con questa caratteristica che si trovano nel comasco, in particolare sulla Spina Verde dove, nel settore occidentale del pendio rivolto verso la città, questa specie castagneti puri nelle stazioni con microclima fresco.

Tradizionalmente si ritiene che il castagno sia stato importato in Italia dai Greci e nel Nord dai Romani; vi sono però prove palinologiche e antracologiche (vedi anche cap.6) che dimostrerebbero che la specie era presente nell'Insubria come elemento spontaneo già prima dell'età romana. Sicuramente in quest'ultimo periodo ebbe inizio la vera e propria messa a coltura con il ceduo del castagno per sfruttarne i frutti e il legname, pratica che continuò anche nel Medioevo e che ha portato alla sua attuale quantità massiccia nei nostri boschi, in cui prevale su altre specie mesofile. Le prove sono costituite da carboni ritrovati sia in Canton Ticino, risalenti a circa 3 500 cal yr BP (Hajdas *et al.*, 2007) che a Como nel sondaggio S1 di Piazza Verdi, risalenti a circa 4 500 cal yr BP (Motella, 2009; inedito). I ritrovamenti pollinici, ancora più antichi (ad es. 9 000 cal yr BP nel sito di Balladrum, Hofstetter *et al.*, 2006), possono dare un'indicazione a favore di questa ipotesi, anche se non si può avere la certezza che non siano stati trasportati a partire da posti lontani. Ipotizzando la presenza del castagno in età preromana, si è spiegata la presenza di resti di questa specie solo a livello locale con l'incapacità della pianta di formare ampie popolazioni (Hofstetter *et al.*, 2006).

Il castagno doveva essere presente già nel Terziario in Italia, ma durante le glaciazioni l'areale si contrasse progressivamente verso Sud; durante la glaciazione Würm il castagno si rifugiò forse anche nell'Italia meridionale e nelle isole. In base alla letteratura recente i rifugi nella penisola erano collocati nell'area circostante la costa tirrenica dalla Liguria al Lazio lungo la fascia appenninica e presso il Lago di Monticchio in Basilicata (Krebs *et al.*, 2004); i botanici Strobl e Béguinot hanno ipotizzato un indigenato rispettivamente sull'Etna e sui Colli Euganei (Pignatti, 1982).

In ogni caso entrambi gli scenari, cioè l'introduzione in età romana del castagno o la coltivazione intensiva a partire da quel periodo di esemplari autoctoni arricchiti con nuove piante, spiegano la grande diffusione di questa pianta oggi. In base al modello della fig.n°1 - g., il castagno non sarebbe però diventato dominante come lo è attualmente anche considerando l'impatto antropico sul paesaggio. Sembra quindi plausibile che siano stati effettuati ulteriori interventi da parte dell'uomo che abbiano indirettamente indebolito altre specie e invece favorito il castagno. Da notare che questa specie non viene più coltivata, avendo perso da decenni buona parte del suo valore economico, ma si diffonde spontaneamente evidentemente per gli spazi lasciati da altre specie più sensibili; inoltre, proprio la facilità con cui la pianta si è naturalizzata sembra una

conferma del fatto che l'area può essere considerata come una nicchia ecologica naturalmente sua, dalla quale si era ritirato durante le glaciazioni e che oggi ha spontaneamente riconquistato.

Una pianta che si trova in modo molto frequente nei nostri boschi è la robinia (*Robinia pseudoacacia*); in particolare sul versante orientale della Spina Verde rivolto verso la città vi sono fustaie che presentano una dominanza anche assoluta di questa pianta. La robinia è una specie di origine nord-americana introdotta in Europa nel 1600 per lo sfruttamento del suo legno e come pianta ornamentale. E' una pianta pioniera che però in ambienti disturbati diventa una vera e propria infestante essendo resistente, tollerante e veloce nella crescita; inoltre, la pratica del ceduo la rende più competitiva rispetto ad altre specie in quanto ricaccia con estrema facilità dalla ceppaia.

Ne consegue che questa pianta sta cambiando il volto alla vegetazione spontanea originaria il cui recupero è molto difficoltoso per i motivi sopra detti; inoltre, l'abbandono dei boschi all'evoluzione naturale è inefficace perché le attività antropiche hanno spesso modificato le condizioni edafiche, quali ad esempio l'abbassamento della falda freatica dovuto alle bonifiche, il degrado del suolo in seguito al sentieramento e l'asportazione degli strati superficiali del suolo utilizzati come terra da giardino (Del Favero *et al.*, 1990).

La diffusione delle specie esotiche mediterranee

Osservando la vegetazione che cresce sul fianco collinare del Monte di Brunate rivolto verso la città che volge a meridione si rimane colpiti dalla presenza di boschi xero-termofili, in cui vegetano facilmente anche specie sub-mediterranee e mediterranee, come ad esempio roverella, carpino nero, orniello, agrifoglio, alloro, rovere. Sul versante si ritrovano a volte anche specie che si sono diffuse spontaneamente partendo dai giardini privati dove sono state impiantate.

Le piante termofile alloctone importate nei parchi sono cipresso, spino di Giuda, ulivo, rosmarino, cedro del libano, leccio e sughera; a volte si può constatare che queste piante vivono benissimo per secoli, come testimoniato ad esempio da piante di età stimata inclusa nel XIX sec., come il leccio nel parco della Villa del Balbianello a Lenno, il cedro del Libano con tronco di diametro di oltre 2 m proveniente dal Nord Africa nel giardino di Villa Olmo a Como, il cedro e il cipresso presso Villa Melzi a Bellagio e la sughera nel parco Villa Vigoni a Lovenno di Menaggio.

Lo sviluppo di questa fitocenosi è permesso dall'elevato grado di insolazione che porta all'instaurazione di climi particolarmente caldi e secchi: si tratta della cosiddetta vegetazione "insubrica" (Giacomini, 1958).

La velocità di diffusione e il rigoglio delle piante sub-mediterranee e mediterranee sembra confermare quanto emerso dalle analisi palinologiche di Como-Piazza Verdi: lungo le sponde del Lago di Como vi sono condizioni edafiche veramente favorevoli a questa vegetazione, accentuate probabilmente anche dal generale innalzamento delle temperature degli ultimi decenni.

Proprio i cambiamenti climatici globali sembrano essere la causa dell'aumento in Svizzera meridionale della diffusione spontanea di specie termofile sclerofille, che sarebbero esotiche per questo territorio (Walther *et al.*, 2006). La diffusione è spiegata dal vertiginoso calo del numero dei giorni di gelo tra il 1940 e il 1970, proprio in corrispondenza dell'aumento deciso e continuo del numero delle specie termofile (fig.n°3).

Si nota che il movimento delle specie alloctone è mediato dall'uomo, ma che una così permanente stabilizzazione di queste piante che provengono da habitat diversi può essere spiegata solo da cambiamenti climatici locali.

A titolo di paragone, si riportano i dati relativi al numero di giorni di gelo all'anno a Como riferiti agli ultimi 5 anni:

anno	2008	2009	2010	2011	2012
n°giorni di gelo	31	45	57	39	53

Si nota che il numero dei giorni di gelo è paragonabile alla fase in cui nella Svizzera meridionale il numero delle specie esotiche era ancora stabile, ma a ridosso del periodo in cui aumentano vertiginosamente; questo suggerisce la possibilità che in un prossimo futuro si riproduca anche nelle nostre zone tale condizione.

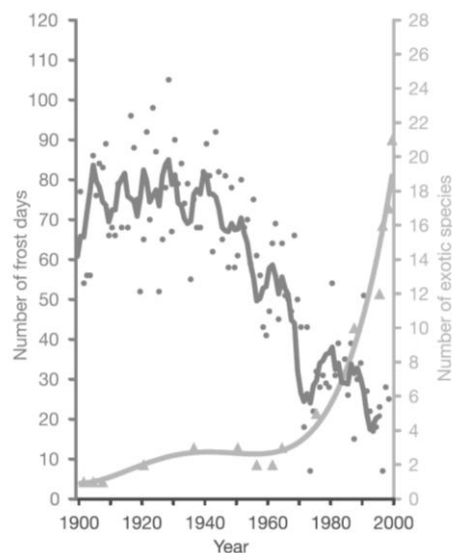


Fig.n°3: grafico illustrante gli andamenti del numero di giorni di gelo all'anno e del numero di specie esotiche, relativi agli anni compresi tra il 1900 e il 2000 (Walther *et al.*, 2006).

15.3.2 I relitti collinari di faggio come testimonianza della contrazione dell'areale altitudinale

Attualmente nell'area lariana il faggio si trova a una quota di circa 800 - 1.000 m nell'orizzonte montano inferiore delle latifoglie sciafile, associato a querce, tigli, aceri, betulla e frassino maggiore (AA.VV., 1987). Il faggio è una specie mesofila che necessita di ambienti oceanici con suoli freschi e profondo (Giacomini, 1958).

Dal diagramma pollinico di Como-Piazza Verdi emerge che questa specie era molto diffusa a partire dall'Età del Bronzo, presumibilmente anche in loco, quindi a circa 200 m di quota, coerentemente con i risultati delle analisi palinologiche e antracologiche in letteratura emerge che mostrano che almeno fino all'età romana e forse anche durante il Medioevo il faggio era presente ad altitudini collinari, inferiori a quelle odierne.

Sono stati osservati dei limiti inferiori più bassi, in Lombardia fino a 400 m in faggeta, 380 - 400 m in alberi isolati, e 144 m in cespugli misti a querce o castagni. Queste formazioni sono da considerarsi dei relitti e non degli esemplari pionieri (Negri, 1920): il faggio era un'importante componente dei boschi collinari prima che intervenisse l'uomo a ridurre la presenza a basse quote e restringerla così la sua distribuzione altitudinale.

Le analisi palinologiche di Como-P.Verdi hanno dimostrato la presenza del faggio in ambito collinare (vedi cap.6); le analisi antracologiche e silotomiche (carboni e legni), e le indagini paleocarpologiche (semi di faggio) in letteratura hanno permesso di confermare la diffusione di questa specie nelle pianure e colline del Nord Italia a partire dall'Età del Bronzo. In quest'epoca il faggio è stato riscontrato nei siti di pianura di Morano sul Po in provincia di Alessandria (Motella De Carlo, 1999) e di S.Eufemia a Padova (Martinelli, 2009; inedito).

Ancora durante l'Età del Ferro il faggio era diffuso in pianura nei numerosi siti di Padova e provincia indagati (Castelletti *et al.*, 1990; Gambacurta e Ruta Serafini, 1998; Motella De Carlo, 1998; Motella De Carlo, 2005; Martinelli, 2009, inedito) e nel sito di Bagnolo San Vito in provincia di Mantova (Castelletti *et al.*, 1990). La faggeta risulta essere stata dominante insieme alla quercia caducifolia anche nei siti posti ad altitudini collinari, quali Casteldebole in provincia di Bologna (Castiglioni *et al.*, 1992), Golasecca in Provincia di Varese (Castiglioni *et al.*, 1992), Sesto Calende in Provincia di Varese (Castiglioni *et al.*, 1992), Cà Morta a Como (Castelletti, 1983 b) e Valdieri in provincia di Cuneo (Motella De Carlo, 2008).

In età romana il faggio è documentato sotto forma di frammenti di legno mineralizzato ritrovati in pianura a S.Eufemia (I sec. b.C.) e in siti compresi tra 170 e i 230 metri circa di altitudine, quali Angera (I sec. b.C.-II sec. AD) in Provincia di Varese (Castelletti, 1985), Nave (I sec.

b.C.-I sec. AD) in provincia di Brescia (Rottoli, 1987), Verdello (I sec. b.C.-I sec. AD) in provincia di Bergamo (Castiglioni *et al.*, 2003).

Il ritrovamento di carboni di faggio presso la Porta Pretoria a Como (Castelletti *et al.*, 2005), di età medievale, fa ipotizzare che fosse ancora presente in quest'epoca nei dintorni di Como.

15.3.3 La sopravvivenza dell'abete bianco a livello locale nelle aree montane come indice di sfruttamento differenziale

Sulla base delle analisi palinologiche di Como-Piazza Verdi e delle altre numerose analisi paleobotaniche disponibili in letteratura (vedi cap. 6) l'abete bianco era diffuso nei siti collinari insubrici ed era un elemento caratterizzante delle foreste mesofile miste della prima parte dell'Olocene. L'abete bianco scomparve in modo definitivo nelle aree collinari circa 5 000 cal yr BP. Oggi l'abete bianco è scomparso dalle foreste collinari. E' però da segnalare che a livello locale, nelle aree montane, la storia dell'abete bianco fu differente, e infatti attualmente esistono delle abetine in fase di forte rigenerazione. Grazie ai dati antracologici è stato possibile descrivere una storia dettagliata grazie agli studi svolti su campioni prelevati in Val Cavargna (Prov.di Como) nell'arco di oltre 10 anni di ricerche (Castelletti e Motella, 2012).

I dati mostrano che l'abete bianco era molto diffuso ad altitudini comprese tra 1.200 e 1.700 m s.l.m. a partire dal Neolitico: E' emerso che l'abete bianco era la specie predominante a queste quote anche durante l'Età del Bronzo, L'Età Moderna e il Medioevo.

Le attività umane ad alta quota sono state legate dal Neolitico all'allevamento di ovicaprini e alla produzione di carbone. A partire dal IV millennio b.C. anche le attività agricole divennero probabilmente concausa delle trasformazioni della vegetazione, a causa della deforestazione e dell'erosione dei suoli. Queste attività continuarono per millenni fino all'età moderna.

Sono state individuate ben 22 piazzole di carbonaie cinquecentesche raggruppate in una zona limitata; le piazzole erano le aree spianate sulla quale veniva allestita la catasta di legno da carbonizzare. Il carbone ottenuto veniva utilizzato come combustibile per varie attività, in particolare per l'estrazione e la lavorazione dei metalli di cui è ricca la Val Cavargna. L'abete bianco è risultato essere il legno più utilizzato, sia per le sue caratteristiche silotomiche che lo rendevano adatto alla carbonizzazione sia evidentemente perché era ben disponibile nelle immediate vicinanze in modo da ridurre al minimo il trasporto. Si è notato che non vi sono apparentemente tracce di usi plurimi della piazzola: questo potrebbe far pensare a una operazione di carbonizzazione "industriale" commissionata per realizzare una quantità di carbone

consistente. Si può ipotizzare che le 22 carbonaie individuate siano state in funzione contemporaneamente, in modo da sfruttare al meglio il breve periodo di buona stagione disponibile in montagna. Si può ipotizzare che per ogni piazzola fossero utilizzati 150-200 quintali di legna; il quantitativo di legna corrisponderebbe a una superficie di 2 - 3 ettari considerando una fustaia di abete pianeggiante e compatta di circa 60 anni di età: risulta evidente quale ingente ampiezza di foreste sia stata disboscata già solo per questa attività antropica.

L'abete bianco è stato messo alla prova in montagna anche dagli ungulati che prediligono questa specie quale pianta di pastura; la perdita dei germogli terminali è difficile da sopportare per l'abete bianco che di regola impiega due anni prima di formare una nuova cacciata principale (Banchieri *et al.*, 2009). Anche questo fattore deve aver avuto un ruolo, seppur probabilmente marginale, nella scarsa rigenerazione nella sua area di diffusione.

Attualmente l'abete bianco è presente in Val Cavargna proprio nell'area delle piazzole in un piccolo bosco in fase di rinnovamento e come esemplari sparsi. Evidentemente qualche relitto è stato in grado di superare a livello locale tutti i disturbi sopra descritti; è stato notato che sulle Alpi interne francesi ha avuto modo di riaffermarsi ed espandersi nel XX secolo in aree dove si era localmente estinto tra 4 000 e 2 000 cal yr BP, in seguito alla cessazione dell'uso antropico del suolo e alla diminuzione degli interventi umani sulle foreste (Carcaillet e Muller, 2005). Questa dinamica è possibile negli ambienti di alta montagna dove le alterazioni antropiche delle condizioni edafiche sono relativamente limitate, rispetto alle aree a bassa quota maggiormente frequentate dall'uomo.

15.3.4 Le fitocenosi in stato di *disclimax* a causa dell'interruzione della loro evoluzione naturale da parte delle attività antropiche

La brughiera è una fitocenosi in cui la specie principale è il brugo, al quale si aggiungono spesso ginestre, betulle, pini silvestri, felci aquiline e robinie (Giacomini, 1958).

I disturbi antropici interrompono l'evoluzione di questa vegetazione che naturalmente la porterebbe alla trasformazione in boschi quasi puri di betulla, accompagnata dal pioppo tremolo, e successivamente in foreste con roverella e rovere (AA.VV, 1987). Tutte le attività antropiche rilevate a Como-Piazza Verdi si sono protratte nei millenni e hanno causato la persistenza fino a oggi di brughiere e boschi di betulla in area pedemontana, su terrazzamenti ciottolosi e dilavati, con suoli argillosi e poveri di sostanza organica. Queste fitocenosi rappresentano degli stadi dinamici transitori in *disclimax* che non riescono a raggiungere l'equilibrio, costituito dal

querceto, proprio perchè la naturale successione vegetazionale è continuamente interrotta (AA.VV., 1995).

Una situazione analoga si riscontra nell'orizzonte delle praterie alpine dove dovrebbe dominare il festuceto, in cui la specie prevalente è la festuca varia. Quando però vi è un eccessivo pascolamento si installano i nardeti, composti per lo più dal nardo (AA.VV., 1987): anche in questo caso le attività antropiche pressanti determinano lo sviluppo di fitocenosi non in equilibrio naturale con quelle circostanti.

16. I CONFRONTI CON I DATI PALEOBOTANICI DELL'INSUBRIA PRESENTI IN LETTERATURA

I dati paleobotanici e quelli sui microcarboni emersi dalle analisi sono di seguito messi a confronto con quelli presenti in letteratura (vedi cap.6), al fine di rafforzarne l'interpretazione e individuare conferme ed elementi di novità.

16.1 Il Tardiglaciale

16.1.1 L'interstadiale Bölling-Allerød

Il periodo dell'interstadiale Bölling-Allerød nell'area lariana è ben rintracciabile all'interno del diagramma pollinico grazie ai confronti con i dati presenti in letteratura. Infatti, si nota che nelle aree collinari dell'Insubria, in particolar modo presso il Lago di Origlio e il Lago di Annone, l'aumento del pino con contemporanea diminuzione delle piante erbacee (soprattutto artemisia) in contesti precedenti a 13 000 cal yr BP, analogamente a quanto avvenne nell'area lariana (vedi §10.7, fase D), si verificò durante l'interstadiale (fig.n°1). Il pino, pur rimanendo la specie predominante, ha un flesso a partire dallo Younger Dryas, soprattutto presso il Lago di Origlio, similmente a quanto accadde nell'area lariana (vedi §10.7, LPAZ COM-8).

Questa variazione nella fitocenosi è rintracciabile anche in Piemonte (Lago Piccolo di Avigliana) e anche a quote montane in Lombardia (Pian di Gembro) e Veneto (bacino di Palughetto) (fig.n°2; vedi anche cap.6).

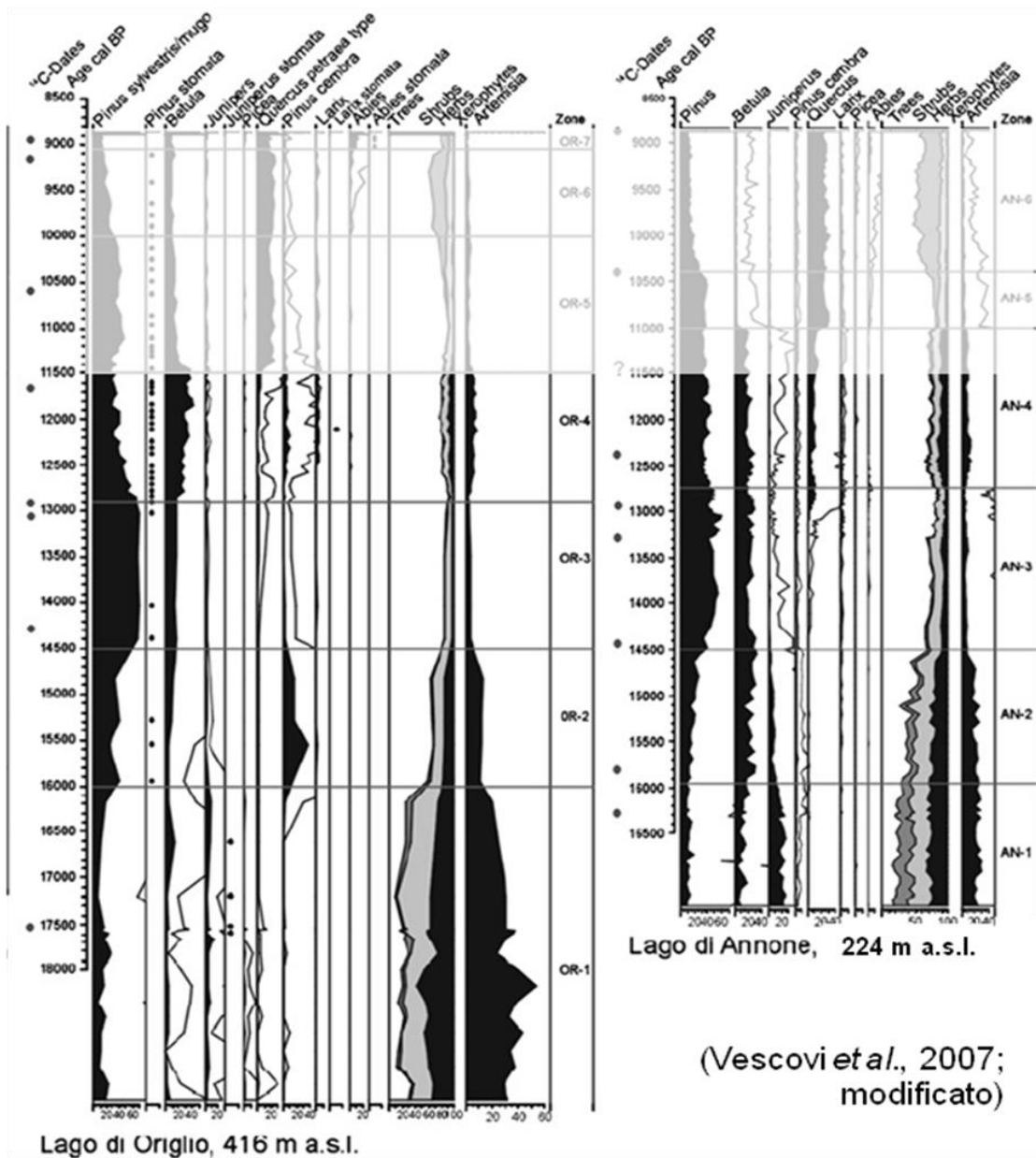
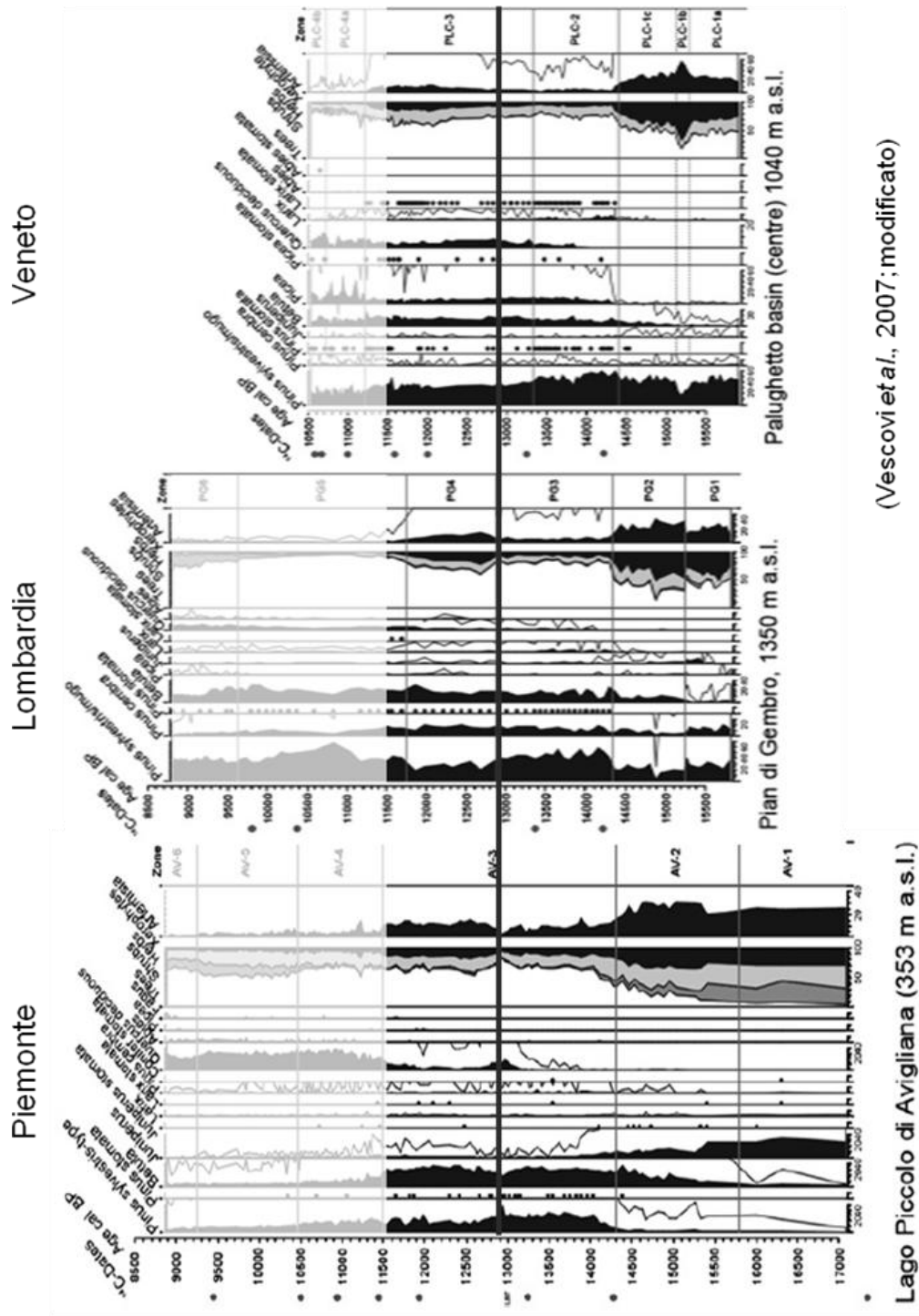


Fig.n°1: diagrammi pollinici semplificati relativi al Lago di Origlio e al Lago di Annone, con in evidenza la parte di sequenza relativa al Tardiglaciale. I pallini rappresentano la posizione nella sequenza delle datazioni radiocarboniche disponibili (da Vescovi *et al.*, 2007; modificato).



(Vescovi et al., 2007; modificato)

Fig.n°2: diagrammi pollinici semplificati relativi ad alcuni siti del N-Italia, con in evidenza la parte di sequenza relativa al Tardiglaciale. I pallini rappresentano la posizione nella sequenza delle datazioni radiocarboniche disponibili (da Vescovi et al., 2007; modificato).

Come già detto, è possibile descrivere a livello paleobotanico un'ulteriore fase dell'interstadiale ammettendo che le due datazioni anomale siano frutto di un errore (vedi § 14.1) e accettando quindi come valida la porzione di sequenza tra esse compresa. Si tratterebbe di un periodo particolarmente mite, precedente a quello continentale, che avrebbe favorito la diffusione in quantità rilevante di piante tipiche di clima mite. Le percentuali di queste specie ritrovate a Como - Piazza Verdi risultano però anomale rispetto ai dati presenti in letteratura (vedi anche cap.6): non sono segnalate percentuali così alte nel Tardiglaciale in Insubria, nemmeno nell'interstadiale mite Bölling-Allerød (cf. ad es. Schneider, 1978; Schneider e Tobolski, 1985; Wick, 1996; Tinner *et al.*, 1999; Ravazzi *et al.*, 2007).

Osservando i diagrammi pollinici sopra riportati e considerando la disposizione geografica dei siti (vedi fig.n°1, cap.6) si può ipotizzare che tale differenza possa essere riconducibile ai seguenti fattori: altitudine, latitudine e quindi distanza dai rifugi delle piante mesofile, presenza di un grande lago con ampio bacino idrografico.

Si nota che in un sito posto a 1.040 m, cioè il paleolago/torbiera di Palughetto di Cansiglio (Vescovi *et al.*, 2007), vi era già prima di 13 000 cal yr BP una ragguardevole quantità di quercia (circa 10%) pur trovandosi ad alta quota: in questo caso sembra aver inciso la vicinanza dei rifugi che dovevano trovarsi in pianura più che il fattore altitudine. Questa condizione può spiegare la buona quantità di specie mesofile presso Como, Lago Piccolo di Avigliana (Schneider, 1978) e Lago di Annone (Wick, 1996) intorno a 13 000 cal yr BP, che si trovano lungo il margine della pianura. La distanza latitudinale rispetto alla pianura a cui sono posti siti a quote paragonabili a Como - Piazza Verdi, come il Lago di Origlio, può spiegare la quantità inferiore delle specie mesofile rispetto all'area di Como. Il paleolago/torbiera del Pian di Gembro (Pini, 2002) presenta minor quantità di specie mesofile probabilmente non solo per l'altitudine elevata (1.350 m s.l.m.), ma anche per la distanza dalla Pianura Padana.

Si nota comunque una differenza sostanziale anche nelle percentuali delle piante mesofile tra Como e Lago di Annone: pur essendo alla stessa latitudine e a quote paragonabili, il sito di Como mostra una percentuale di piante mesofile circa doppia rispetto ad Annone. Questo può essere dovuto al fatto che il Lago di Como ha un'estensione pari 145 km², decisamente superiore a quella del Lago di Annone, cioè 5,71 km². L'effetto mitigatore esercitato dall'enorme quantità d'acqua del Lago di Como influenzava il clima lungo le sponde e le valli che vi accedono rendendo il clima di quest'area particolarmente mite anche rispetto a zone non molto distanti come Annone, come anche attualmente si nota al di là dell'effetto della cappa di calore che avvolge le grandi città. Le caratteristiche idrologiche del Lago di Como, caratterizzato da un enorme bacino idrografico rispetto agli altri siti, hanno inoltre probabilmente permesso di

rilevare tale fase, forse di durata limitata, grazie al notevole apporto di sedimenti e all'alto tasso di sedimentazione, condizioni non verificatesi nel caso dei piccoli laghi.

La quercia è rappresentata nel diagramma di Como da una percentuale di circa 20% sul totale delle specie vegetali rilevate, in un periodo più antico rispetto a 13 000 cal yr BP. Questa quantità trova paragone solo nel diagramma del Lago Piccolo di Avigliana, in cui però la medesima quantità viene raggiunta non prima di 13 000 cal yr BP, in corrispondenza del passaggio verso lo Younger Dryas. La prevalenza di questa specie mesofila sulle altre può indicare che i rifugi della quercia che si trovavano nelle aree di pianura del N-Italia erano più vicini alla zona di Como e/o più ampi, e che questa specie sia migrata in Piemonte dopo aver lambito le Prealpi Lombarde.

Molto importante da osservare è la presenza di abete bianco, che raggiunge nel sondaggio di Como - Piazza Verdi valori fino al 4%; questa specie, pur essendo una conifera, ha esigenze ecologiche simili a quelle delle latifoglie mesofile e perciò ben si diffonde in cenosi con queste piante. L'abete bianco doveva essere arretrato in rifugi in pianura durante l'ultima glaciazione; la buona presenza percentuale nel sito di Como - Piazza Verdi potrebbe essere una prova della relativa vicinanza di questi rifugi, vista anche la rapidità con cui compare all'inizio di questo periodo mite. Si nota anche che l'abete bianco è presente nel Tardiglaciale solamente nel sito del Lago di Annone, dove però è rappresentato in quantità minore. L'assenza di questa importante specie negli altri siti potrebbe anche significare che l'area di Como era, durante l'interstadiale, l'unica area con un clima adatto allo sviluppo dell'abete bianco e che forse il nucleo di abete bianco più vicino alle Prealpi era nelle zone limitrofe al comasco.

16.1.2 Il pino cembro

La vegetazione ritenuta tardiglaciale (vedi § 14.3) a Como-Piazza Verdi era composta in prevalenza da piante erbacee (*Poaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*) e arbusti (*Juniperus*), con presenza di *Pinus sylvestris/mugo* type (probabilmente si tratta della specie *mugo*, adattata ai climi rigidi). Questo tipo di vegetazione è analogo a quelle ritrovate negli altri siti insubrici. Sulla base dei confronti con i dati paleobotanici di altri siti della Regione Insubria (vedi § 16.1). Poichè il pino cembro non era presente nell'area lariana in quantità significativa (intorno all'1%), si può ipotizzare che questo periodo sia più antico di 16 000 cal yr BP, età dalla quale questa specie si diffuse in Insubria. E' stato infatti dimostrato grazie a studi sui chironomidi presso il Lago di Origlio (Samartin *et al.* 2012) che la diffusione del pino cembro nelle Prealpi

insubriche durante il Tardiglaciale avvenne tra 16 000 e 14 600 yr cal BP circa (Older Dryas), poiché vi fu una fase di innalzamento delle temperature che seguì la fine dell'evento Heinrich 1. Durante le glaciazioni quaternarie il cembro si era spostato dalle pianure siberiane fino alle zone di bassa quota europee (Giacomini, 1958). Al ritiro dei ghiacciai si rifugiò in stazioni più rilevate e l'areale si contrasse e frammentò; le aree occupate dal pino cembro sulle Alpi e sui Carpazi sono per questo motivo attualmente disgiunte mentre in passato erano comunicanti, e costituiscono dei relitti.

Esaminando attentamente la letteratura sui laghi insubrici, si osserva però che anche in altri siti si verifica una presenza di pino cembro molto limitata (inferiore al 5%) nel periodo in cui in altri siti è molto diffuso, come sintetizzato nella tabella seguente: si tratta dei laghi di Annone e Segrino e di Gola di Lago; eccezion fatta per quest'ultimo sito, posto a un'altitudine di quasi 1.000 m, i laghi si trovano comprese tra circa 200 e 400 m.

Sito	Altitudine	% <i>Pinus cembra</i> (picco)	Substrato	Riferimento bibliografico
COMO	201 m	< 5%	calcareo e siliceo	presente tesi
ANNONE	226 m	< 5%	calcareo	Wick, 1996
SEGRINO	374 m	< 5%	calcareo	Wick, 1996; Gobet <i>et al.</i> , 2000
GOLA DI LAGO	970 m	< 5%	siliceo	Zoller e Kleiber, 1971
GANNA	452 m	20%	siliceo	Schneider e Tobolski, 1985
ORIGLIO	416 m	35%	siliceo	Tinner <i>et al.</i> , 1999
BALLADRUM	390 m	25%	siliceo	Hofstetter <i>et al.</i> , 2006

Le ragioni di queste differenze di distribuzione sono collegate a vari fattori. Il substrato di gran parte dell'area del bacino idrografico che confluisce nel Lago di Como è calcareo: questo tipo di substrato è legato a una disponibilità di acqua nel suolo inferiore a quella dei substrati silicei, dove invece si sviluppano suoli ben articolati che hanno alta possibilità di trattenere l'acqua, condizione ottimale per la diffusione del pino cembro (Landolt, 1977; Ellenberg *et al.*, 1992). Inoltre, le precipitazioni annuali medie nell'area circostante il Lago Maggiore sono maggiori rispetto alle aree adiacenti verso Est, dove si trova l'area lariana (Spinedi e Isotta, 2004; Berger e Walther, 2006); alte precipitazioni rendono più probabile l'instaurazione di

ambientali freschi e umidi favorevoli. Osservando la disposizione geografica dei tipi di substrato e delle quantità delle precipitazioni (fig.n°3) si nota che i tre siti in cui nel Tardiglaciale era molto diffuso il pino cembro si trovano tutti su substrato siliceo e nell'area dove le precipitazioni annuali toccano i massimi valori di quantità. Al contrario, i siti posti ad altitudini paragonabili (compresi tra 200 e 400 m s.l.m.) dove il cembro è poco presente si trovano su calcari e in aree con piovosità inferiore.

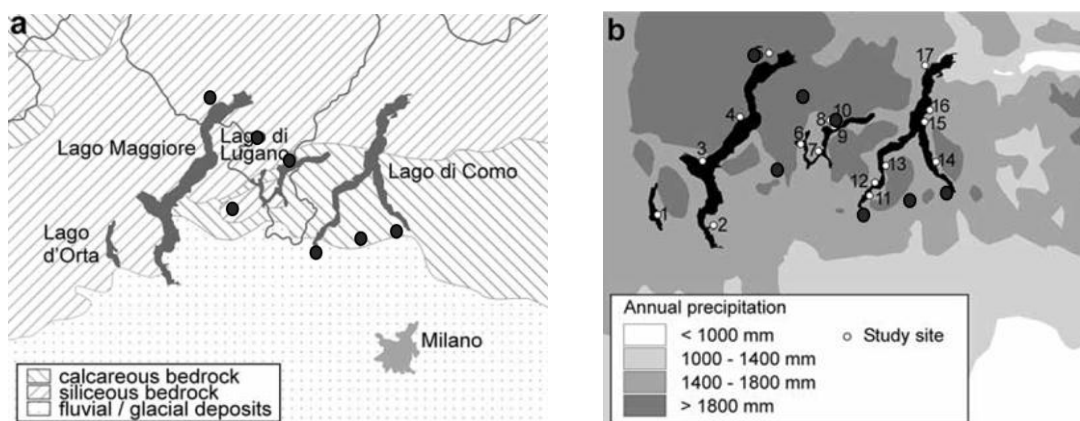


Fig.n°3: quadro d'insieme dell'area di studio dei Laghi insubrici ("distretto insubrico" definito da Giacomini, 1958) considerata da Berger e Walther (2006) con le informazioni sulla collocazione dei siti indagati (b), sul substrato (a) e sulle precipitazioni annuali (b) (Berger e Walther, 2006; modificato). La localizzazione dei siti presi in analisi nella presente discussione, a quote collinari, è rappresentata dai pallini neri; i siti corrispondenti sono da Ovest verso Est: torbiera di Balladrum, Lago di Ganna, Lago di Origgio, Como - Piazza Verdi, Lago del Segrino, Lago di Annone.

Considerando poi la distinzione effettuata dai geobotanici (cf. Oberdorfer, 1964) tra vegetazione "insubrica" e vegetazione "sub-mediterranea" all'interno del distretto insubrico (fig.n°4) si ha un'ulteriore dimostrazione del fatto che anche attualmente la vegetazione che si sviluppa intorno al Lago Maggiore è diversa da quella delle aree adiacenti verso Est (vedi anche § 4.5). Il primo complesso vegetazionale è composto prevalentemente da specie legate al clima continentale, l'umificazione della sostanza organica è relativamente lenta e consente l'accumulo di uno strato spesso di humus il secondo per gran parte da piante di clima sub-mediterraneo capaci di vivere in un ambiente ad alto rischio di stress idrico (Blaser, 1973). I due tipi di vegetazione trovano corrispondenza geografica osservando la localizzazione dei substrati calcareo e siliceo e della distribuzione delle precipitazioni annuali (fig.n°4).

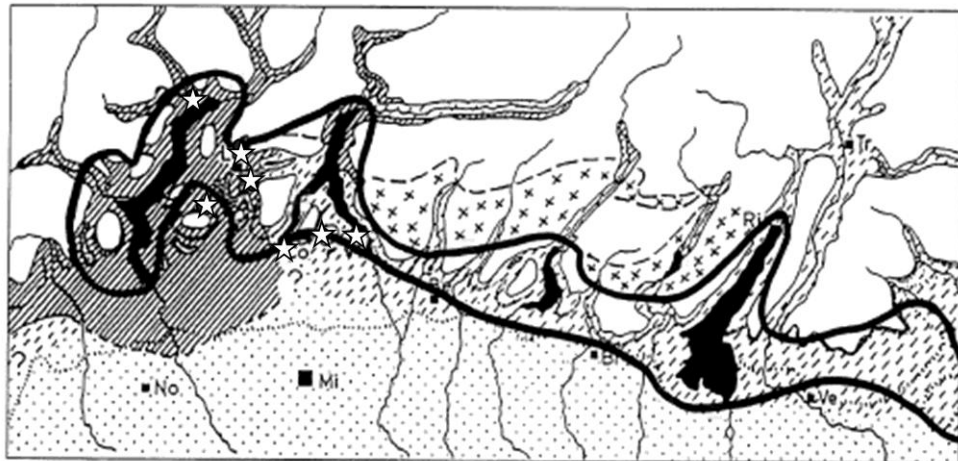


Fig.n°4: la distribuzione attuale della fascia a vegetazione “insubrica” (barrato obliquo) e “sub-mediterranea” (trattini obliqui) secondo Oberdorfer (1964) nelle Prealpi. Con la linea nera è evidenziato il limite del “distretto insubrico” definito da Giacomini (1958). Le crocette evidenziano le porzioni delle Prealpi Lombarde che risultano escluse dall’Insubria sia secondo Oberdorfer che secondo Giacomini e Fenaroli (da Oberdorfer, 1964; modificato). La localizzazione dei siti presi in analisi nella presente discussione è rappresentata dalle stelle bianche; i siti corrispondenti sono da Ovest verso Est: torbiera di Balladrum, Lago di Ganna, Lago di Origlio, Lago di Lugano, Como-Piazza Verdi, Lago del Segrino, Lago di Annone.

Si può quindi anche ipotizzare che la vegetazione più antica (base della sequenza palinologica) trovata a Como-Piazza Verdi possa essere coeva all’espansione del pino cembro e quindi più recente rispetto a 16 000 cal yr BP, ma la prevalenza di specie erbacee e arbustive scoraggia tale ipotesi: infatti, l’espansione del pino cembro è accompagnata negli altri siti da un forte aumento di specie arboree come il pino silvestre/mugo e la betulla, che sostituiscono in gran parte le erbe (vedi fig.n°1 in §16.1.1).

16.1.3 L’abete rosso

Una particolarità riscontrata a Como-Piazza Verdi è la presenza di abete rosso, seppur con percentuali limitate (3-4% nei campioni rappresentativi, cioè con una somma pollinica di almeno 400; vedi cap.10), nella parte di sequenza più profonda: in basi ai dati disponibili questa specie si diffuse nelle Alpi Meridionali a partire da 14 700 - 14 000 cal yr BP (Ravazzi, 2002). E’ emerso che questa specie, la cui direzione di migrazione era verso Ovest a partire dall’area in cui si

trovano oggi Ungheria e Austria, raggiunse la massima espansione nella prima metà dell'Olocene (van der Knapp *et al.*, 2005).

E' riportata però la presenza di coni di abete rosso in sedimenti lacustri di Palughetto (vedi cap.6), nelle Alpi Meridionali Orientali (Veneto), che si trova a circa 1.000 m s.l.m., risalenti ad un periodo più antico, cioè circa 15 638 - 14 442 cal yr BP (Vescovi *et al.*, 2007). E' emerso che in un'area limitrofa (Azzano Decimo, Friuli) foreste aperte di pino, betulla e abete rosso permase per tutto il periodo compreso tra medio e tardo Würm (75 - 11.5 cal kyr BP) nelle Alpi Meridionali orientali (Pini *et al.*, 2009). Inoltre, è stato possibile evidenziare che presso il Lago di Origlio, ancora più a Occidente rispetto al Lago di Como, percentuali simili di abete rosso sono state riscontrate nei livelli inferiori a quello provvisto della datazione radiocarbonica di 17 500 cal yr BP (Vescovi *et al.*, 2007).

La presenza di abete rosso nella parte più antica del Tardiglaciale nell'area lariana può quindi essere spiegata ipotizzando la persistenza di gruppi puri o misti in questa zona, limitati in aree particolarmente riparate e con microclima adatto, situazione ipotizzabile anche per il Lago di Origlio. Questa condizione poteva essere legata a periodi più recenti rispetto a 14 700 cal yr BP, ma non si può escludere che questa parte di sequenza risalga a periodi antecedenti, cioè dopo circa 17 500 cal yr BP.

16.2 L'Olocene

16.2.1 Le specie mediterranee

Una particolarità riscontrata della vegetazione riscontrata in questo sito è la presenza, seppure esigua (quasi 2% come presenza massima), di piante sub-mediterranee (*Ostrya* type) e soprattutto mediterranee (*Olea*, *Pistacia*, *Phyllirea*). Soltanto in altri due siti insubrici, cioè il Lago di Origlio (Tinner *et al.*, 1995, Tinner *et al.*, 1999) e il Lago di Lugano (Wick, 1989 a), sono presenti queste tre specie mediterranee; i siti si trovano al limite geografico tra le attuali fascia a vegetazione "insubrica" tipica dell'Insubria occidentale e quella a vegetazione "sub-mediterranea" (Oberdorfer, 1964).

Per spiegare la presenza di queste specie è utile approfondire le condizioni climatiche e pedologiche che influenzano la loro distribuzione.

Dal punto di vista climatico, favoriscono la diffusione di queste specie le precipitazioni annuali non troppo elevate, l'insolazione in particolari aree e la mitigazione esercitata dalle acque dei

grandi laghi, che limita il numero di giorni di gelo e le stagioni contrastate. Per quanto riguarda le condizioni pedologiche, esse sono legate al substrato che influenza il tipo di vegetazione che si può insediare su di esso. Infatti, il substrato carbonatico permette a piante tipiche di clima sub-mediterraneo di trovare un habitat adatto alla loro crescita, in quanto su di esso si formano suoli senza ristagni d'acqua e a volte aridi che rendono queste specie molto competitive almeno a livello locale.

Nell'Insubria l'area circostante il Lago Maggiore, come già detto, riceve una maggiore quantità di precipitazioni rispetto alle aree adiacenti verso Est (Spinedi e Isotta, 2004; Berger e Walther, 2006) e il substrato geologico è prevalentemente silicatico intorno al Lago Maggiore e nell'Alto Lario, mentre è carbonatico intorno al lago di Lugano e ai due rami del Lago di Como (fig.n°3). A questa proprietà del substrato è collegato anche il fattore suolo, le cui caratteristiche influenzano fortemente presenza o assenza di determinate piante. I substrati calcarei sono legati a una disponibilità di acqua nel suolo inferiore a quella dei substrati silicei, dove invece si sviluppano suoli ben articolati che hanno alta possibilità di trattenere l'acqua.

La presenza olocenica di piante sub-mediterranee e mediterranee a Como - Piazza Verdi è quindi spiegabile considerando le condizioni climatiche, geologiche e pedologiche sopra esposte tipiche dell'area di Como, soprattutto della zona intorno ai due rami del lago. Inoltre, gli effetti di mitigazione sulle rive, offerti dalla grande quantità d'acqua, hanno molto probabilmente influito sulla distribuzione di queste specie. Anche attualmente lungo le sponde dei due rami del lago la vegetazione descritta dai geobotanici (cf. Oberdorfer, 1964) è di tipo "sub-mediterraneo" (fig.n°4).

Nei casi del Lago di Origgio e del Lago di Lugano si può ipotizzare che condizioni di questo tipo fossero presenti almeno localmente, pur trovandosi su substrati silicatici. Inoltre, viste le basse percentuali riscontrate in questi siti (inferiore al 5%), può anche trattarsi di trasporto da più o meno lunghe distanze, ad esempio dall'area carbonatica confinante del Lago di Como.

Negli altri siti inclusi nella fascia a vegetazione "sub-mediterranea", cioè il Lago del Segrino e il Lago di Annone, l'assenza di queste specie può essere spiegata con una relativa lontananza delle cenosi mediterranee che preferiscono le rive dei grandi laghi che sono mitigate. Inoltre, essendo comunque bassa la percentuale generalmente rinvenuta nei carotaggi, essa diventa nulla nei contesti in cui vi è basso tasso di sedimentazione essendo il bacino idrografico dei piccoli laghi praticamente assente. Quest'ultima condizione sembra assimilabile per il Lago di Ganna, che si trova nell'area a vegetazione "insubrica" su substrato siliceo ma è molto vicino alla fascia "sub-mediterranea". L'assenza presso la torbiera di Balladrum è spiegata dal fatto che si trova nella fascia a vegetazione "insubrica" e molto lontano dal limite con quella "sub-mediterranea".

Quanto sopra esposto dà dunque l'interpretazione della distribuzione delle specie, ma la spiegazione dell'origine della presenza di specie mediterranee nel Nord Italia è molto dibattuta. Per quanto riguarda il Lago di Como, questa vegetazione che si trova lungo le pendici che si affacciano sul lago è stata interpretata come il relitto delle ripetute immigrazioni verificatesi nel periodo interglaciale tra Mindel e Riss, caratterizzato da un clima secco e più caldo dell'attuale, e nelle ultime fasi del Würm, quando le specie mediterranee si incunearono più o meno profondamente nelle vallate, assicurando il perpetuarsi di specie come cipresso, oleandro (*Nerium oleander*), lauro (*Laurus nobilis*) e leccio (Belloni, 1983 a).

Per quanto riguarda invece il Lago di Garda, la vegetazione spontanea e originaria è costituita da lecci accompagnati da altre specie mediterranee, come la roverella e il terebinto. Si è ipotizzato che i boschi di leccio siano relitti della flora mediterranea presente lungo i margini dell'antico golfo padano che si estese dall'inizio del Pliocene nella conca mediterranea (da Cavallo e Repetto, 1992).

Tale vegetazione sembra che si sviluppò anche durante le epoche più calde del Tardiglaciale (Giacomini, 1958). Durante le fasi fredde le specie mediterranee sarebbero regredite in aree lontane dal ghiacciaio e poi ritornate da occidente attraverso i bassi valichi dell'Appennino Ligure e lungo le colline piemontesi e il margine prealpino (Beguinot, 1923).

L'ulivo (*Olea europea*) è una pianta stenomediterranea che necessita di un clima mite dove la temperatura non si abbassa troppo e con frequenza sotto 0°C e dove non sono frequenti forti e rapidi sbalzi di temperatura (Giorgini, 1989). In Italia queste condizioni si riscontrano nelle zone del basso e medio Mediterraneo non montane, ad eccezione della costa ligure e di particolari aree del Nord: l'ulivo è diffusa come coltivazione nel triestino, presso Monte Bello, Bassano, i Colli Euganei, il Lago di Garda e nelle Prealpi Lombarde soprattutto lungo il Lago di Como, nelle Langhe in Ticino. Esistono ancora alcuni esemplari anche a Merano e Bolzano (Pignatti, 1982). Testimonianze storiche raccontano che lungo il Lago di Garda esistevano vere e proprie coltivazioni di ulivo già ai tempi del dominio del Barbarossa (Giacomini, 1958).

Si sostiene che la sottospecie selvatica *oleaster* non provenga da oriente in quanto esiste come pianta perfettamente inserita nella vegetazione naturale della macchia termofila delle coste mediterranee; l'oleastro o comunque una pianta molto simile era presente in Italia già nel Pliocene, in base ai ritrovamenti di resti fossili di foglie trovati in sabbie marnose presso Mongardino, in provincia di Bologna (Pignatti, 1982).

Il genere *Pistacia* include tre specie in Italia. La specie di cui probabilmente si tratta nei presenti risultati palinologici è *terebinthus* (terebinto), che vive nel Nord Italia su pendii aridi e rupi calcaree, in formazioni a macchia con leccio (ad es. lungo il Lago di Garda). La specie

lentiscus ha come limite settentrionale di diffusione la Liguria e l'Emilia Romagna, mentre la specie *vera* è coltivata o inselvatichita solo in Sicilia (Pignatti, 1982).

Phyllirea è un arbusto che predilige climi miti e soleggiati; vegeta sino a 800 m di quota. Si tratta in questo caso con ogni probabilità della specie *latifolia* (ilatro comune), l'unica segnalata in Lombardia. L'altra specie, *angustifolia* (ilatro sottile), vegeta in Veneto, Friuli Venezia Giulia e nel Centro e Sud Italia (Pignatti, 1982).

Attualmente (vedi cap.15) le specie mediterranee si stanno espandendo per azione dell'uomo (coltivazioni e abbellimento dei giardini privati); in particolare, è stato registrato che in Svizzera i cambiamenti climatici legati alla diminuzione del numero di giorni di gelo all'anno hanno portato negli ultimi 30 anni ad un'impennata del numero di specie mediterranee esotiche per questa zona (Walther *et al.*, 2006).

16.2.2 L'abete bianco: il controllo climatico e antropico (uso del fuoco) sulla sua diffusione e scomparsa

Si riportano di seguito tre tabelle in cui sono esposti gli andamenti delle percentuali polliniche dell'abete bianco e degli influssi dei microcarboni e macrocarboni durante l'Olocene. Sono riportati i dati relativi a ciascuna delle oscillazioni fresco-umide individuate da Haas *et al.* (1998), in quanto queste condizioni climatiche favoriscono in mancanza di disturbi l'abete bianco e inibiscono o limitano gli incendi accidentali o naturali. Confrontando quindi i dati di presenza dell'abete bianco e dell'influsso dei micro e macrocarboni si può valutare se e in quali siti la pressione antropica tramite l'uso del fuoco ha prevalso sul controllo climatico. Il confronto con i dati di Como-Piazza Verdi è stato realizzato con gli unici presenti in letteratura per l'Insubria relativi al rapporto tra abete bianco e micro e macrocarboni, cioè quelli relativi ai laghi di Annone (Wick e Möhl, 2006) e di Origlio (Tinner *et al.*, 1999), entrambi siti collinari; si nota che i dati del Lago di Origlio sono del tutto simili a quelli del Lago di Muzzano (Tinner *et al.*, 1999), laghi distanti tra loro circa 5 km.

Si riporta quindi di seguito una tabella che riporta le percentuali di presenza pollinica dell'abete bianco nei tre siti confrontati; la notazione > indica il passaggio da una percentuale più antica a quella successiva più recente. Per Como-Piazza Verdi sono riportati solamente i valori corrispondenti ad età valide per entrambi i modelli interpretativi delle date anomale (vedi § 14.1) per evitare confronti inconsistenti. Il punto interrogativo di fianco a una delle percentuali a Como-Piazza Verdi indica che la determinazione della data corrispondente è incerta (vedi §

14.2.5.1). E' specificato nel titolo della colonna dove i dati di Como-Piazza Verdi sono stati ricavati da analisi ad alta o bassa risoluzione (vedi cap.13).

% POLLINICHE DI *ABIES ALBA*

oscillazioni climatiche Europa Centrale (Haas <i>et al.</i> , 1998)	Como-Piazza Verdi 201 m s.l.m. (presente tesi) Bassa risoluzione	Como-Piazza Verdi 201 m s.l.m. (presente tesi) Alta risoluzione	Lago di Annone 226 m s.l.m. (Wick e Möhl, 2006)	Lago di Origlio 416 m s.l.m. (Tinner <i>et al.</i> , 1999)
CE-6	10% > 5% > 25% (ultimo picco) > 5%	14% > 2% > 16% > 5% > 10% > 5% > 8% > 4%	5% > inferiore a 5%	10% > 5% > 15% (ultimo picco) > 5%
CE-5	10% con 3 picchi 30%, 70% (max in sequenza), 50%	3% > 26% > 9% > 30% > 18% > 47% > 35% > 52% > 40%	in diminuzione; 40% (max nella sequenza e ultimo picco) > 10%	10% con picco 35% (max nella sequenza)
CE-4	30% > picco 50% > 20%	n.d.	25% > picco 35% > 10%	20%
CE-3	in aumento; 15% > 30%	n.d.	in aumento; 20% > 30% con picco finale 30%	in aumento; 5% > 20% con picco finale 20%
evento 8 200 cal yr BP	15% ?	n.d.	20%	5%
CE-2	sedimento di età incerta	sedimento di età incerta	5%	5%
CE-1	sedimento di età incerta	sedimento di età incerta	0%	0%

Si nota che, soprattutto nelle fasi CE-4 e CE-5 la presenza di abete bianco è maggiore a Como-Piazza Verdi, sia nella sequenza a bassa risoluzione che in quella ad alta risoluzione.

In generale si osserva che gli andamenti di crescita e raggiungimento di picchi di presenza da parte dell'abete bianco sono comparabili nei tre siti durante le oscillazioni CE-3, CE-4 e CE-5; in tutti i siti i picchi massimi all'interno delle sequenze avvennero durante CE-5. L'abete bianco scomparve (presenza inferiore al 5%) in tutti i siti durante l'oscillazione CE-6, malgrado vi fossero condizioni climatiche a esso favorevoli. Si ipotizza quindi che il controllo climatico sulla diffusione sia stato sovrastato da un altro fattore più incisivo. Per verificare se tale fattore sia legato agli incendi si può ricorrere alle tabelle successiva, in cui sono riportati i dati degli influssi

dei micro e macrocarboni. Si deduce che le oscillazioni di presenza dell'abete bianco abbiano avuto un andamento analogo a scala regionale in Insubria.

Nelle tabelle n.d. indica che non sono stati effettuati conteggi di micro e macrocarboni per determinati periodi, la notazione > indica il passaggio da un valore di influsso al successivo. Per Como-Piazza Verdi sono riportati solamente i valori corrispondenti a età valide per entrambi i modelli interpretativi delle date anomale (vedi § 14.1) per evitare confronti inconsistenti. Il punto interrogativo di fianco a una delle percentuali a Como-Piazza Verdi indica che la determinazione della data corrispondente è incerta (vedi § 14.2.5.1). Si nota che le unità di misura degli influssi sono eterogenee in letteratura, ma il confronto si basa sull'andamento e non sui valori assoluti. E' stato indicato nelle tabelle in quali casi l'andamento dell'abete bianco e di quello degli influssi dei micro e macrocarboni sono opposti e quando invece vi è l'aumento della pianta e non la diminuzione degli influssi dei carboni. E' specificato nel titolo della colonna dove i dati di Como-Piazza Verdi sono stati ricavati da analisi ad alta o bassa risoluzione (vedi cap.13).

INFLUSSO DEI MICROCARBONI (> 10 µm)

oscillazioni climatiche Europa Centrale (Haas <i>et al.</i>, 1998)	Como-Piazza Verdi 201 m s.l.m. (presente tesi) 10³ n° frammenti/cm²/yr Bassa risoluzione	Como-Piazza Verdi 201 m s.l.m. (presente tesi) 10³ n° frammenti/cm²/yr Alta risoluzione	Lago di Origlio 416 m s.l.m. (Tinner <i>et al.</i>, 1999) mm² frammenti/cm²/yr
CE-6	11 > 228 > 144.5 > 35 > 129 > 25 > 144.5 Opposto ad <i>Abies a.</i>	18 > 45 > 24 > 37 > 12 > 22 > 12 > 26 (ultimi 200 anni della fase); 19 > 54 > 36 > 67 > 20 (primi 200 anni della fase più recente) Opposto ad <i>Abies a.</i>	10 > 5 > 15 Opposto ad <i>Abies a.</i>
CE-5	10 > 35 > 17 > 43 > 20 > 137 Opposto ad <i>Abies a.</i>	14 > 29 > 11 > 96 > 25 Opposto ad <i>Abies a.</i> (ultimi 125 anni della fase)	5 > 10 > 5 > 10 Opposto ad <i>Abies a.</i>
CE-4	33 > 24 > 18 Stabile invece <i>Abies a.</i> aumenta e raggiunge un picco 50%	n.d.	5
CE-3	11.5 > 37.5 > 20 Stabile invece <i>Abies a.</i> aumenta	n.d.	5
evento 8 200 cal yr BP	5 ?	n.d.	5
CE-2	sedimento di età incerta	sedimento di età incerta	10
CE-1	sedimento di età incerta	sedimento di età incerta	10

INFLUSSO DEI MACROCARBONI

(Como-Piazza Verdi > 100 µm; Lago di Annone > 200 µm)

oscillazioni climatiche Europa Centrale (Haas <i>et al.</i> , 1998)	Como-Piazza Verdi 201 m s.l.m. (presente tesi) 10 ³ n° frammenti/cm ² /yr Alta risoluzione	Lago di Annone 226 m s.l.m. (Wick e Möhl, 2006) n° frammenti/70cm ² /yr
CE-6	5 > 2 > 15 > 7 > 11 > 2 > 8	15 Stabile invece <i>Abies a.</i> aumenta e poi scompare
CE-5	2 > 7 (ultimi 125 anni della fase) Opposto ad <i>Abies a.</i>	10 con picco 20 Opposto ad <i>Abies a.</i>
CE-4	n.d.	20 > 35 > 10 Opposto ad <i>Abies a.</i>
CE-3	n.d.	10 > 7 > 10 Opposto ad <i>Abies a.</i>
evento 8 200 cal yr BP	n.d.	10
CE-2	sedimento di età incerta	n.d.
CE-1	sedimento di età incerta	n.d.

Si nota che gli andamenti delle percentuali di abete bianco e degli influssi dei microcarboni sono opposti nei vari siti; nel caso di Como-Piazza Verdi questo è valido per i campioni a basso dettaglio e per quelli ad alto dettaglio a eccezione degli ultimi 200 anni dell'oscillazione CE-6. La stessa situazione si riscontra anche, in linea di massima, per i macrocarboni, che presentano però in alcuni periodi degli andamenti opposti a quelli dei microcarboni, come già evidenziato nel § 15.2.1; queste differenze però non sembrano influire sul generale effetto sull'abete bianco degli influssi sia dei micro che dei macrocarboni. Risulta quindi in generale che gli incendi hanno causato la diminuzione dell'abete bianco in tutta l'Insubria, anche nei periodi in cui le condizioni climatiche lo avrebbero favorito.

Le *time series analyses* effettuate sulla sequenza ad alta definizione (vedi cap.13 e § 15.2.1) mostrano che tra 5 771 e 5 599 cal yr BP entro pochi anni dall'evento di incendio l'abete bianco ha un crollo molto significativo a livello locale e dopo 43 anni a livello regionale. Questa dinamica è del tutto analoga a quanto rilevato presso il Lago di Origlio, l'unico in Insubria studiato con il metodo delle *time series analyses*: l'abete bianco risulta diminuire drasticamente entro 11 anni dall'incendio. Si osserva che a scala locale vi è anche una significativa influenza dell'abete bianco sugli incendi, evidentemente poiché la presenza di tanti alberi di questa specie rese i boschi fitti ed estesi, rendendo particolarmente necessari i disboscamenti e costituendo essi stessi una grande quantità di combustibile.

16.2.3 Gli indicatori di attività antropiche

I vari indicatori di pressione antropica sono riscontrabili in modi e tempi simili nei vari siti insubrici, compreso Como-Piazza Verdi. Il segnale più diretto dell'attività antropica principale, il disboscamento, è la diminuzione della quantità di alberi: le percentuali minime delle specie arboree sono comprese in tutti i siti insubrici tra il 50% e 60% e corrispondono a periodi compresi tra 4 500 cal yr BP (Balladrum) e 5 500 cal yr BP (Lago del Segrino), cioè nell'Età del Rame. Similmente, nell'area lariana la percentuale è del 50% a 4 800 cal yr BP.

La specie pioniera che a Como-Piazza Verdi più di tutte riusciva a sostituire le specie arboree a crescita lenta (quercia, faggio e abete bianco) subito dopo il loro drastico ridimensionamento fu l'ontano. L'ontano è presente nella maggior parte degli altri siti in Insubria con una percentuale di circa 40-50% ed è una specie costantemente ben rappresentata, sia poiché ben si adatta ad ambienti umidi sia proprio perché è una pianta opportunistica. Infatti, si nota che nel Lago di Origlio l'ontano aumenta specialmente subito dopo forti diminuzioni dell'abete bianco e presso il Lago di Annone si diffonde in modo particolare quando il faggio ha un flesso di presenza.

Stessa situazione si presenta nell'area lariana, in cui l'ontano raggiunse il 40% circa nei vari periodi in cui faggio e abete bianco calarono, in particolar modo intorno a 4 500 cal yr BP, nell'Età del Rame, cioè proprio intorno al periodo di minor presenza delle specie arboree. Il fatto che intorno a 4 800 cal yr BP gli alberi erano solo il 50% della vegetazione e il 25% era costituito da una specie pioniera dà un'idea di quanto si ridussero le foreste in quel periodo.

Come già ampiamente illustrato, l'azione dell'uomo che aveva portato alla scomparsa dell'abete bianco ebbe come conseguenza successiva la diffusione del faggio. Nei siti insubrici questa specie si affermò tra 4 500 (Lago del Segrino, Lago di Muzzano, Balladrum) e 4 000 cal yr BP (Lago di Origlio). Le percentuali di presenza raggiunte dal faggio sono comprese tra 15% (Lago di Origlio) e il 20% (Lago del Segrino, Lago di Muzzano), ad eccezione di Balladrum dove è presente in quantità esigua (<5%).

Anche nell'area lariana il faggio si attesta al 20%, ma già a partire da 5 200 cal yr BP. Questa precocità è dovuta alla maggiore velocità con cui questa pianta si è affermata nell'area lariana dopo la scomparsa dell'abete bianco (circa 3 secoli) rispetto ad altri siti, come il Lago di Origlio (1000 anni). Il faggio era già presente da circa 6 secoli prima del crollo dell'abete bianco in quantità tale (>5%) da sovrastare velocemente l'ontano, che si era insediato subito dopo la scomparsa di questa conifera; presso il Lago di Origlio, invece, prima del crollo dell'abete bianco il faggio era presente con percentuali inferiori al 5% e quindi le popolazioni non erano ancora capaci di ampliarsi in breve tempo. Molto probabilmente la velocità a Como-Piazza Verdi è dipesa anche dal fatto che riuscì ad approfittare dell'ultimo secolo della fase fresco-umida CE-6, caratterizzata da condizioni climatiche favorevoli a questa specie. Si può ipotizzare anche come causa di ciò che Como era il primo luogo raggiunto dall'ampliamento olocenico dei rifugi primari del faggio che si trovavano anche nelle aree meridionali di Francia e Italia (Magri, 2008); inoltre, è probabile anche che vi fossero proprio vicino all'area di Como alcuni "*cryptic refugia*" di faggio, cioè aree di dimensioni modeste con microclimi locali stabili (Stewart e Lister, 2001).

Infine, una delle attività antropiche primarie che indirettamente contribuì a spingere al disboscamento fu l'agricoltura. Un vistoso aumento delle pratiche colturali, in particolare testimoniate dai granuli pollinici di cereali, è attestato nei vari siti insubrici a cavallo tra Età del Rame ed Età del Bronzo, tra 4 500 (Balladrum) e 4 000 cal yr BP (ad es. Lago di Origlio e Lago di Annone). Situazione paragonabile si verificò nell'area lariana, in cui l'aumento di cereali e piante ad uso alimentare è attestato a 4 300 cal yr BP.

17. CONCLUSIONI

Le conclusioni che si possono trarre dai risultati delle ricerche effettuate durante il dottorato sono:

1) L'approccio multidisciplinare adottato sui sedimenti lacustri carotati a Como in Piazza Verdi ha prodotto nuovi dati, la cui integrazione ha reso possibile il raggiungimento dello scopo del lavoro, cioè la ricostruzione delle trasformazioni ambientali nella regione lariana tra Tardiglaciale (tramite stratigrafia, geofisica, paleomagnetismo, geochimica, palinologia) e Olocene (soprattutto polline, resti organici macroscopici, micro e macrocarboni).

2) Il paesaggio nel bacino di Como durante il Tardiglaciale si è evoluto sulla base dei cambiamenti climatici occorsi. E' stato possibile distinguere:

- fase iniziale con clima rigido e notevole rilascio di materiale alloctono da parte del ghiacciaio in scioglimento;
- inizio dello stabilirsi di una vegetazione pioniera di tipo tundra-steppa con arbusti sui versanti prospicienti il lago proglaciale, con acque poco profonde e fredde (probabilmente Older Dryas);
- diffusione di una foresta continentale di pino con betulla riferibile all'interstadiale Bölling-Allerød, quando vi fu un innalzamento delle temperature, con possibile fase di clima particolarmente mite (foresta mesofila);
- riduzione della foresta continentale e comparsa delle prime specie tipicamente mesofile durante lo Younger Dryas.

3) L'Olocene nell'area lariana fu caratterizzato dal continuo miglioramento climatico, che ha portato alla formazione di una vegetazione composta da foreste miste con pino, quercia, abete bianco, nocciolo, abete rosso, ontano, tiglio e olmo. Le acque del lago erano miti e limpide e vi vivevano alghe, briozoi, larve di chironomidi e ostracodi. Durante le oscillazioni fresco-umide susseguitesì nel periodo Atlantico la specie più favorita fu l'abete bianco, che scomparve a livello regionale circa 5 100 cal yr BP e fu soppiantato soprattutto da ontano e faggio. A partire da circa 4 700 cal yr BP, da metà dell'Età del Rame, l'avvicinamento del fiume Cosia verso l'area di Piazza Verdi e l'aumento dell'erosione dai versanti a causa dei disboscamenti causò l'intorbidamento delle acque da cui scomparvero gli organismi acquatici fotosintetici e sensibili all'apporto terrigeno.

4) Le prime tracce di impatto antropico tramite l'uso del fuoco nell'area lariana risalgono alla fine del Mesolitico (8 200 cal yr BP); a partire da metà Neolitico (circa 6 200 cal yr BP) si intensificarono le attività di “*slash and burn*”, cioè la tecnica di disboscamento tramite taglio e incendio controllato degli alberi abbattuti. I disboscamenti erano finalizzati all'ottenimento di legname come materiale da costruzione e fonte di calore, e all'apertura di aree senza alberi destinate ad abitati, campi e pascoli. Circa 5 300 cal yr BP, all'inizio dell'Età del Rame, l'impatto antropico si fece più pesante soprattutto con l'uso del fuoco; ciò sembra ben corrispondere con l'aumento delle testimonianze archeologiche proprio a partire da questo periodo nell'intera area lariana. Dopo ripetuti eventi di incendio sempre più intensi e frequenti, l'abete bianco, specie molto sensibile al fuoco poiché non è in grado di rigenerarsi da ceppaia, non fu più in grado di riprendersi e scomparve circa 5 100 cal yr BP a scala regionale. In questo periodo il fattore antropico prevalse su quello climatico: l'oscillazione fresco-umida in corso al momento della scomparsa dell'abete bianco avrebbe naturalmente favorito lo sviluppo di questa specie. A partire da 4 300 cal yr BP (fine dell'Età del Rame) si intensificarono nell'area lariana le attività agricole e pastorali.

5) E' stato dimostrato che sia nell'area lariana che a livello locale nella zona di Como gli incendi ebbero un peso significativo anche dal punto di vista statistico sulla scomparsa dell'abete bianco e sul conseguente innesco di una successione secondaria. L'abete bianco fu soppiantato da specie resistenti o tolleranti al fuoco e pioniere (ad es. ontano, salice, pino, carpino) nell'arco di circa 40 anni, alle quali seguirono, dopo altri 40 anni circa, piante tipiche dei boschi in *climax* (ad es. quercia e faggio). Gli incendi portarono alla generale diminuzione della vegetazione arborea e all'ampliamento dell'erbacea; in modo particolare furono subito favorite le specie pioniere e nitrofile, che trovarono rispettivamente spazi liberi da colonizzare e condizioni di pH del suolo ottimali proprio per il passaggio del fuoco. Numerosi *taxa* fungini coprofilo sono risultati significativamente legati agli incendi, sia come precursori, che indicano attività antropiche (allevamento) che richiedevano proprio l'uso del fuoco (apertura di aree per pascoli), sia come conseguenza dell'incendio stesso (aumento della pastorizia dopo il disboscamento con il fuoco). La vegetazione attuale nell'area lariana porta i segni delle attività antropiche, sotto forma di cambiamenti nelle fitocenosi per la riduzione e frammentazione delle foreste originarie e la contrazione dell'areale altitudinale di alcune specie, anche in combinazione con i cambiamenti climatici globali.

6) La presente ricerca possiede caratteristiche innovative dal punto di vista metodologico e costituisce un importante avanzamento delle conoscenze paleoambientali per l'area lariana. Infatti, si sono ottenuti i primi dati ad alta definizione sull'evoluzione paleoambientale per il bacino di Como, acquisiti tramite un approccio multidisciplinare. Inoltre, la caratterizzazione della ricostruzione è riferibile a scala regionale, diversamente dagli altri siti lacustri della Regione Insubria che, possedendo un ridotto bacino idrografico, hanno raccolto informazioni sull'ambiente immediatamente circostante.

A livello palinologico i nuovi dati sono molto importanti perché, soprattutto per il Tardiglaciale, al momento è disponibile in letteratura una quantità di dati limitata, non solo per il settore lariano ma in generale per tutto l'arco delle Alpi meridionali. Anche in questo caso assume rilievo la possibilità di acquisire dati a scala regionale.

Inoltre, è stato effettuato uno studio di correlazione statistica tra campioni e tra specie lungo la sequenza, approccio non sempre adottato in letteratura, che possono rafforzare in modo significativo le considerazioni scaturite dall'osservazione del diagramma. Innovative per l'area insubrica sono le elaborazioni statistiche relative ai dati *proxies* di incendio, soprattutto di origine antropica, cioè gli influssi di micro e macrocarboni. Sono state indagate le correlazioni tra gli influssi dei microcarboni e le percentuali delle specie, metodo che annovera solo altri tre precedenti in letteratura per l'Insubria, cioè Lago di Origlio, Lago di Muzzano, Lago di Annone. Solo i primi due laghi sono stati analizzati anche tramite calcoli statistici (*time series analyses*) così come nella presente ricerca, che a differenza di questi siti però ha aggiunto anche l'influsso dei macrocarboni, indicanti incendi locali.

7) Dal confronto con i dati palinologici presenti in letteratura sono emerse alcune peculiarità vegetazionali per il bacino lariano.

Per quanto riguarda il Tardiglaciale, pur non avendo datazioni assolute che lo confermino, sembra che nel periodo in cui il pino cembro si diffuse in molti siti dell'Insubria e del Nord-Italia nell'area lariana fosse molto poco rappresentato. Esaminando attentamente la diffusione di questa specie in Insubria si nota che essa sembra condizionata dal tipo di substrato geologico e dalla quantità delle precipitazioni annue medie.

Particolare importanza assume una fase dell'interstadiale Bölling-Allerød, valida nel caso in cui le due datazioni più profonde siano errate: infatti, questa fase presenta caratteristiche vegetazionali che rimandano a un'oscillazione climatica particolarmente mite, non riscontrata in altri siti nell'Insubria.

E' stato notato che durante l'Olocene vi era nell'area lariana una diffusione, seppur esigua, di specie che rimandano a un clima sub-mediterraneo, instauratosi probabilmente a livello locale lungo le sponde. La presenza di queste specie suggerisce che nell'area lariana c'era una combinazione di caratteristiche climatiche ed edafiche raramente riscontrabili contemporaneamente in altre zone dell'Insubria. Le caratteristiche più peculiari sono verosimilmente l'influenza mitigatrice della grande massa d'acqua del bacino, la presenza di substrato calcareo intorno ai rami del Lago di Como e una piovosità annua moderata.

8) Le analisi geofisiche, stratigrafiche e paleomagnetiche hanno evidenziato una porzione di sedimento disturbata e rimaneggiata, e quelle cronologiche una sezione con età anomala rispetto alla profondità a cui si trova. Le cause di queste situazioni sono ancora da determinare (disturbi naturali, problemi tecnici durante il sondaggio, errori nelle analisi di datazione radiocarbonica?) e aprono perciò nuove strade di ricerca, basate soprattutto sull'auspicabile confronto con nuovi carotaggi nell'area di Como.

9) Il presente lavoro dimostra la grande importanza di un approccio multidisciplinare per ricostruire l'evoluzione ambientale a partire da sequenze sedimentarie complesse, formatesi nel contesto di laghi con grandi bacini idrografici. Ogni scienza è in grado di registrare al meglio solo alcune caratteristiche ambientali e con un determinato grado di risoluzione; studi incentrati su una singola disciplina rischiano di semplificare in modo fallace la reale varietà e complessità dei fenomeni naturali e antropici che possono influenzare la sedimentazione, soprattutto a livello regionale.

10) Le analisi stratigrafiche hanno permesso di ricostruire alcuni passaggi delle variazioni ambientali cruciali per valutare le qualità geotecniche del sottosuolo su cui si fonda la città attuale. Si tratta in particolare della determinazione del periodo in cui vi era nella zona di Piazza Verdi il passaggio del fiume Cosia e di quello in cui scomparve (deviazione artificiale). Questi dati sono geograficamente strategici per la comprensione dell'entità dell'impatto antropico a partire dall'età romana, che ha comportato un cambiamento nella configurazione delle linee di costa e nelle caratteristiche stratigrafiche dei sedimenti nelle vicinanze delle rive attuali.

Alcuni dei risultati ottenuti delle ricerche effettuate durante questo dottorato sono stati resi oggetto delle seguenti comunicazioni a convegni e pubblicazioni:

- Ferrario M.F., Brunamonte F., Livio F., **Martinelli E.**, Michetti A.M. (2013) *Historical shoreline evolution and the Roman dock in the Como urban area: results from stratigraphic and geotechnical analyses*. Opening the Past 2013. Archaeology of the Future. 13-15/6/2013, Pisa.
- Castelletti L., Motella S., **Martinelli E.** (2012) *Le difficili relazioni uomo-natura: 4 episodi di un film lungo 10.000 anni*. Laboratorio di Archeobiologia, ciclo di conferenze. 1/12/2012, Como.
- Castelletti L., Livio F., **Martinelli E.**, Michetti A.M., Motella S. (2012) *Recenti ricerche paleoecologiche in ambito lariano svolte in collaborazione fra Università dell'Insubria e Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como*. Intervento a: 4° incontro di aggiornamento sulle scoperte archeologiche nelle province di Como, Lecco, Sondrio, Varese e nel Cantone Ticino. 2011-2012. 20/10/2012, Como.
- Motella S., **Martinelli E.** (2012) *Como Drilling Project: riemergono dal lago le origini del paesaggio Lariano*. Laboratorio di Archeobiologia, ciclo di conferenze. 13 Ottobre 2012, Como.
- Martinelli E.** (2012) *Palaeobotanical analysis for the reconstruction of the Insubria Region palaeoenvironment during Lateglacial and Holocene*. Intervento al Seminario *Holocene lacustrine archives in Europe: paleoenvironmental analyses and recent landscape evolution*. 19 Luglio 2012, Como.
- Martinelli E.**, Motella S., Michetti A.M., Höbig N., Livio F., Tinner W., Reicherter K., Castelletti L. (2012) *Understanding Late Glacial to Holocene Environmental Variability in the Insubria Region, N Italy: new data from the Como-Piazza Verdi drilling*. Poster presentato al Convegno ESF-LFUI Conference Modes of Variability in the Climate System: Past-Present-Future. 27 Maggio-1 Giugno 2012, Obergurgl (Austria).
- Höbig N., **Martinelli E.**, Motella S., Michetti A.M., Livio F., Tinner W., Reicherter K., Castelletti L. (2012) *Late Glacial to Holocene environmental variabilities: A new multi-proxy paleolimnological study of sedimentary sequences from Como (Northern Italy)*. Poster presentato a European Geosciences Union General Assembly. 22-27/4/2012, Vienna (Austria).
- Castelletti L., **Martinelli E.**, Motella S. (2012) *La ricostruzione dell'ambiente antico. Il contributo della paleobiologia*. Intervento al Convegno "Il patrimonio archeologico diffuso. Una sfida per il futuro. Giornata di studio e di confronto. Convegno SITINET "Censimento, valorizzazione e messa in rete di siti geologici e archeologici". 22/3/2012, Novara.
- Martinelli E.**, Motella S., Michetti A.M., Höbig N., Livio F., Tinner W., Reicherter K., Castelletti L. (2012) *Environmental change between Late Glacial and Holocene: new data from the Como - Piazza Verdi drilling (N-Italy, Southern Alps)*. Poster presentato a Aiqua Congress 2012, 15-17/2/2012, Pisa.

BIBLIOGRAFIA

- Aaby B. (1986)** *Trees as anthropogenic indicators in regional pollen diagrams from eastern Denmark*. In: Balkema A.A. (Ed.) *Geological survey of Denmark*, Copenhagen.
- AA.VV. (1976)** *Parco territoriale di Como. Documenti e ricerche 22*. Comune di Como. Pp. 49; 62-71.
- AA.VV. (1984)** *Pineta: ecosistema della Pineta di Tradate ed Appiano Gentile*. A cura del Rotary Club Tradate. Federico Motta editore, Milano.
- AA.VV. (1987)** *Riserve naturali della Lombardia 1*. Regione Lombardia. Pp. 35-132; 329-406.
- AA.VV. (1995)** *Il territorio lariano e il suo ambiente naturale*. Nodo libri.
- AA.VV. (2009)** *Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1: 500.000*. Bundesamt für Landestopografie Swisstopo.
- Akeret O., Haas J. N., Leuzinger, U., Jacomet S. (1999)** *Plant macrofossils and pollen in goat/sheep faeces from the Neolithic lake-shore settlement Arbon Bleiche 3, Switzerland*. *The Holocene* 9(2), 175–82.
- Anselmetti F., Bernasconi S., Michetti A. M., Vezzoli L., Comerci V., Fanetti D., Giardina F. (2004)** *Alpine-type lakes in Italy and Switzerland: geology and environment*. Field Trip Guidebook P55, 32nd IGC, Florence 2004, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Volume LXIII, 2004, APAT - Dipartimento Difesa del Suolo, L. Serva, L. Guerrieri & I. Rischia Eds., 42 p.
- Arpenti E. (2006)** *Studio palinologico delle successioni sedimentarie del Lago di Lavarone, Lago Nero di Cornisello e Lago Caldonazzo*. Relazione finale. Rapporto interno CNR-IDPA, 1/2006. Inedito.
- Apuani T., Cancelli A., Cancelli P. (2000)** *Hydrogeological and Geotechnical Investigations along the shoreline of the town of Como, Italy*. In: Moore D.P., Hungr O. *Engineering Geology and Environment* . Proc. 8th. Cong. Intern. Assoc. Engineering Geology (IAEG).
- Attardo G. (1996)** *Il bacino imbrifero del Lago di Como e problemi connessi*. In: *La regolazione del Lago di Como: problemi e proposte*. Kiwanis International Europe. Atti del convegno. Villa Olmo - Como, 19 Aprile 1996.
- Avigliano R., Di Anastasio G., Improta S., Peresani M., Ravazzi C. (2000)** *A new late glacial to early Holocene palaeobotanical and archaeological record in the Eastern Pre-Alps: The Palughetto basin (Cansiglio Plateau, Italy)*. *Journal of Quaternary Science* 15(8) 789-803.
- Bahrenberg G., Giesse E., Nipper J. (1992)** *Statistische Methoden in der Geographie*. Teubner, Stuttgart.
- Banchieri D.G., Castelletti L., Cermesoni B., Martinelli E., Oppizzi P. (2009)** *Modalità di occupazione e sfruttamento del territorio nel corso del V millennio a.C. nella Lombardia occidentale e nel Canton Ticino – Provincia di Como*. Atti del Workshop "Il pieno sviluppo del Neolitico in Italia." - Finale Ligure Borgo (SV) – Museo Archeologico del Finale, 9 – 10 Giugno 2009. In stampa.
- Bégeot C. (1998)** *Pollen behaviour of Hazelnut (Corylus avellana), an indicator of human impacts? One example along a transect in Southern French Jura*. *Acta Botanica Gallica* 145, 271–279.
- Beguinet A. (1923)** *Sulla costituzione ed origine di alcune colonie di piante mediterranee attorno al lago di Garda*. Atti dell' VIII Congr. Geogr. Ital. Vol. II. Firenze, 1923.

- Belis C.A., Finsinger W., Ammann B. (2008)** *The late glacial–Holocene transition as inferred from ostracod and pollen records in the Lago Piccolo di Avigliana (Northern Italy)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264 (2008) 306–317.
- Belloni L.M. (1983 a)** *L'ambiente fisico*. In: *Valli occidentali del Lario e Triangolo lariano. Guida escursionistica per valli e rifugi*. Touring Club Italiano. Pp. 34–36.
- Belloni L.M. (1983 b)** *Gruppo del Monte Generoso. Ambiente Naturale*. In: *Valli occidentali del Lario e Triangolo lariano. Guida escursionistica per valli e rifugi*. Touring Club Italiano. Pag. 46.
- Beretta G.P., Denti E., Fumagalli L., Sala P. (1986)** *Note sull'idrogeologia delle città di Como e Lecco*. *Mem. Soc. Geol. It.* 32.
- Berger S., Walther G.R. (2006)** *Distribution of evergreen broad-leaved woody species in Insubria in relation to bedrock and precipitation*. *Bot. Helv.* 116: 65–77.
- Bergmann F., Gregorius H.R., Larsen J.B. (1990)** *Levels of genetic variation in European silver fir (Abies alba). Are they related to the species decline?* *Genetica* 82:1–10.
- Berlusconi, A., Ferrario M.F., Livio F., Michetti A.M., Violante C., Esposito E., Porfido S., Fiaccavento P., Ripamonti L., Roncoroni M. (2013)** *Quaternary Faults and Seismic Hazard in the Lake Garda Area*. *Ingegneria Sismica*, vol. XXX (1-2), p. 10- 35.
- Bernetti G. (2005)** *Atlante di selvicoltura*. Edagricole.
- Bernoulli D., Bertotti G., Zingg A. (1989)** *Northward thrusting of the Gonfolite Lombarda ("South-Alpine Molasse") onto the Mesozoic sequence of the Lombardian Alps; implications for the deformation history of the Southern Alps*. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 82, 3, 841-856.
- Beug H.J. (1964)** *Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Gardaseegebiet unter besonderer Berücksichtigung der mediterranen Arten*. *Flora*, 154, pp. 401-444.
- Beug H.J. (2004)** *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil.
- Biagi P., Caimi R., Castelletti L., De Marinis R., Di Martino S., Maspero A. (1993)** *Nota sugli scavi a Erbonne, località Cimitero, comune di S.Fedele Intelvi (Co)*. *Rivista Archeologica dell'Antica Provincia e Diocesi di Como* 175, pp.5-36.
- Biagi P., Castelletti L., Frontini P., Leoni L. (1986)** *Notizia preliminare sugli scavi di Montano Lucino*. *Rivista Archeologica Comense* 166, 5-23.
- Bini A. (1987)** *L'apparato Glaciale Wurmiano di Como*. Tesi di Dottorato di Ricerca. Università degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra.
- Bini A., Castelletti L. (1987)** *Geologia e paleobotanica di un sedimento olocenico nel sottosuolo di Piazza Roma a Como*. *Natura Bresciana*, 23 (1986), pp. 357-363.
- Bini A. (1993)** *Geologia del Quaternario e geomorfologia della piana di Como*. In: Ubaldi M. (a cura di) *Carta archeologica della Lombardia. Como. La città murata e la convalle*. Franco Cosimo Panini. Pp. 59-63.
- Bini A. (1996)** *Intervento alla tavola rotonda. La regolazione del Lago di Como: problemi e proposte*. Kiwanis International Europe. Atti del convegno. Villa Olmo, Como, 19 aprile 1996.

- Bini A., Felber M., Pomicino N., Zuccoli L. (2001)** *Geologia del Mendrisiotto (Canton Ticino, Svizzera): Messiniano, Pliocene e Quaternario*. Rapporti del UFAG, Serie Geologia, n. 1, Berna. P. 462.
- Bini A. (2003)** *Glacial history of the southern side of the Central Alps, Italy*. In: *Program with Abstracts XVI INQUA Congress*. July 23-30 2003, Reno, Nevada USA. P. 72.
- Birks H.J.B., Gordon A.D. (1985)** *Numerical methods in Quaternary pollen analysis*. Academic Press, London, p. 317.
- Birks H.J.B., Line J.M. (1992)** *The use of rarefaction analysis for estimating palynological richness from Quaternary pollen-analytical data*. *The Holocene* 2: 1–10.
- Birks H.J.B. (2007)** *Estimating the amount of compositional change in late-Quaternary pollen-stratigraphical data*. *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 197–202.
- Birks H.J.B., Willis K.J. (2008)** *Alpines, trees, and refugia in Europe*. *Plant Ecology & Diversity*, 1:2, 147-160.
- Bisculm M., Colombaroli D., Vescovi E. et al. (2012)** *Holocene vegetation and fire dynamics in the supra-Mediterranean belt of the Nebrodi Mountains (Sicily, Italy)*. *Journal of Quaternary Science* 27: 687–698.
- Bjorck S., Walker M., Cwynar L., Johnsen S., Knudsen K.L., Lowe J., Wohlfart B. (1998)** *An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group*. *Journal of Quaternary Sciences*, 13/4, 283-292.
- Blaser P. (1973)** *Die Bodenbildung auf Silikatgestein im südlichen Tessin*. *Mitt. Schweiz. Anst. forstl. Vers. wes.* 49: 254–340.
- Blass A., Anselmetti F., Grosjean M., Sturm M. (2005)** *The last 1300 years of environmental history in the sediments of Lake Sils (Engadine, Switzerland)*. *Eclogae Geologicae Helveticae* 98, 319–332.
- Bracco F., Marchiori S. (2001)** *La vegetazione forestale*. In: AA.VV. *Le Foreste della Pianura Padana. Un labirinto dissolto*. Museo Friulano di Storia Naturale; Udine. Pp. 22-49.
- Bradshaw R., Thompson R. (1985)** *The use of magnetic measurements to investigate the mineralogy of Icelandic lake sediments and to study catchment processes*. *Boreas* 14: 203–215.
- Brewer S., Cheddadi R., de Beaulieu J.L., Reille M., Data contributors (2002)** *The spread of deciduous Quercus throughout Europe since the last glacial period*. *Forest Ecology and Management* 156 (2002) 27-48.
- Brockmann-Jerosch H. (1918)** *Das Lauben und sein Einfluss auf die Vegetation der Schweiz*. *Mitteilungen der Geographisch-Ethnographischen Gesellschaft in Zürich (1917/1918)* 18, 131–48.
- Brockmann-Jerosch H. (1936)** *Futterlaubebäume und Speiselaubebäume*. *Berichte der Schweizerischen Botanischen Gesellschaft* 46, 594–613.
- Burga C.A. (1982)** *Pollenanalytical research in the Grisons (Switzerland)*. *Plant Ecology*, volume 49, n° 3, 173-186.
- Burga C. (1995)** *Végétation et paléoclimatologie de l'Holocène moyen d'une ancienne tourbière située au front du Glacier du Rutor, 2.510m (Vallée d'Aoste, Italie)*. *Revue de géographie alpine*, 83(1):9-16.
- Caniggia G. (1963)** *Lettura di una città: Como*. Roma, 1963. Pp. 46.
- Capelletti S. (2004)** *Studio dei sedimenti recenti nel settore di Como: analisi multidisciplinare ed implicazioni per l'evoluzione ambientale del bacino lariano*. Tesi di Laurea in Scienze Ambientali. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.

- Capelletti S., Comerci V., Motella S., Rossi S., Michetti A.M., Vezzoli L. and the Como Drilling Project Team (2006)** *Recent environmental evolution in the metropolitan area of Como (Northern Italy): a new perspective from the Como Drilling Project*. Volume of abstracts-INQUA SESQ "Quaternary Stratigraphy and Evolution of the Alpine Region in the European and Global Framework", Milano, 11-15 settembre 2006, 100-102.
- Capelletti S. (2008)** *Studio dei sedimenti recenti nella città di Como: analisi multidisciplinari e implicazioni per l'evoluzione ambientale del bacino idrografico lariano*. Tesi di Dottorato in Scienze Ambientali. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Caporusso D., Blockley P. (1992)** *Como. Scavi archeologici in via Adamo del Pero n. 11 e alcune considerazioni sul battistero paleocristiano*. Rivista Archeologica Comense 177, 101-102.
- Caporusso D. (1995)** *Como, via Adamo del Pero n. 11*. Archeologia Medievale XXII (1995) 375-427.
- Carcaillet C., Muller S.D. (2005)** *Holocene tree-limit and distribution of Abies alba in the French Alps: anthropogenic or climatic changes?* Boreas 34. Pp. 468-476.
- Carnelli A., Madella M., Theurillat J.P. (2001)** *Biogenic Silica Production in Selected Alpine Plant Species and Plant Communities*. Annals of Botany 87: 425-434
- Carrer M., Paola Nola P., Eduard J.L., Motta R., Urbinati C. (2007)** *Regional variability of climate-growth relationships in Pinus cembra high elevation forests in the Alps*. Journal of Ecology (2007) 95: 1072-1083.
- Casadoro G., Castiglioni G.B., Corona E., Massari F., Moretto M.G., Paganelli A., Terenziani F., Toniello V.L. (1976)** *Un deposito Tardowurmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso)*. Bollettino Comitato Glaciologico Italiano, 24, 22-63.
- Casini S. (a cura di) (1994)** *Ello*. In: *Carta Archeologica della Lombardia. La Provincia di Lecco*. IV volume; pp. 346-347. Franco Cosimo Panini.
- Casini S. (a cura di) (1994 b)** *Carta archeologica della Lombardia. La Provincia di Lecco*. Franco Cosimo Panini.
- Castelletti L. (1976 a)** *Resti vegetali macroscopici della tomba di Civiglio-Pregosa presso Como (II età di Golasecca)*. Rivista Archeologica Comense 156-157 (1974-1975), 63-71, Como.
- Castelletti L. (1976 b)** *Manufatti lignei da un pozzo del V sec. a.C. in Rondineto presso Como*. Rivista Archeologica Comense 156-157 (1974-1975), 95-127, Como.
- Castelletti L. (1976 c)** *Agricoltura neolitica a sud delle Alpi*. Atti Ce.S.D.I.R. VII, 1975-76, 105-115, Como.
- Castelletti L. (1978)** *Resti organici nelle tombe della Ca` Morta*. Catalogo della Mostra "Età del Ferro a Como" 99-102, Como.
- Castelletti L. (1983 a)** *Dati sulla vegetazione e sul clima nel territorio di Como negli ultimi tre millenni*. In: AA.VV. *La città antica come fatto di cultura*. Atti del Convegno di Como e Bellagio 16-19 giugno 1979, 317-327, Como.
- Castelletti L. (1983 b)** *I resti vegetali macroscopici*. In: Bonghi J.M. et al. *Ricerche nella necropoli della Cà Morta (1979/1980/1981)*. Rivista Archeologica Comense, fascicolo 165 (1993), pp. 34-38; 103.
- Castelletti L., D'errico F. (1984)** *Un insediamento mesolitico sul Monte Cornizzolo*. In: *Economia Lariana*. Aprile-Giugno 1984, LXIV, 2, pp. 156-165.
- Castelletti L., D'errico F., Leoni L. (1984)** *Il sito mesolitico di Monte Cornizzolo (Prealpi Lombarde Occidentali)*. Preistoria Alpina 19, 213-220, Trento.

- Castelletti L., Nobile I. (1984)** *Como*. In: *Archeologia urbana in Lombardia*. Catalogo Mostra 20 Ottobre - 25 Novembre 1984. Pp. 152.
- Castelletti L. (1985)** *Resti vegetali macroscopici e resti di cibo dalla necropoli romana di Angera (Varese, Italia)*. In: Sena Chiesa G. (a cura di) *Angera Romana-Scavi nella Necropoli*. Pp. 591-95.
- Castelletti L., Orombelli G. (1986)** *Una nuova data ¹⁴C per la storia della deglaciazione del Bacino del Lago di Como*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 9: 56-58.
- Castelletti L. (1988)** *Como: via Albertolli - P.za Gobetti. Carotaggi archeologici e paleobotanici*. Soprintendenza Archeologica della Lombardia, Notiziario 1987, 123.
- Castelletti L. (1990 b)** *Legni e carboni in archeologia*. In: Mannoni T. E., Molinari A. (a cura di) *Scienze in Archeologia*. Il ciclo di lezioni sulla Ricerca applicata in Archeologia, Certosa di Pontignano (Siena) 7-19 novembre 1988, 321-94.
- Castelletti L., Castiglioni E., Motella S. (1990)** *Antracologia delle terre di rogo*. In: Ruta Serafini A. (a cura di) *La necropoli paleoveneta di via Tiepolo a Padova*. Pp. 148-154.
- Castelletti L., Maspero A. (1992 a)** *Dati antracologici relativi all'ultima fase della glaciazione nelle Alpi Orientali italiane*. *Preistoria Alpina - Museo Tridentino di Scienze Naturali*. Vol. 28 (1992), pp. 105-114. Trento.
- Castelletti L., Maspero A. (1992 b)** *Antracologia degli insediamenti paleolitici nella penisola italiana. Nuovi dati per la ricostruzione del Paleambiente durante il Würm*. Actes des colloque "Les Charbons de Bois, Les Anciens écosystèmes et le Rôle de l'homme". *Bull. Soc. bot. Fr.* 139, 2/3/4, 297-309.
- Castelletti L., Leoni Marzorati L., Motella De Carlo S. (2005)** *Studio archeobotanico*. In: Nobile De Agostini I. (a cura di) *Indagini archeologiche a Como. Lo scavo nei pressi della Porta Pretoria*. Pp. 229-236.
- Castelletti L., Cermesoni B. (2009 a)** *Cacciatori e pastori. Storia di Erbonne dal Paleolitico ad oggi*. Progetto Interreg IIIA Italia-Svizzera "Le montagne tra i due laghi – Alla riscoperta del territorio".
- Castelletti L., Cermesoni B., Colombo C., Martinelli E., Martino G., Morandi S., Motella De Carlo S., Oppizzi P., Tremari M. (2009 b)** *Alpi Lepontine meridionali (Val Cavargna, Provincia di Como)*. Notiziario della Rivista di Scienze Preistoriche. In stampa.
- Castelletti L., Cermesoni B., Colombo C., Martinelli E., Morandi S., Motella De Carlo S., Oppizzi P. (2009 c)** *Il popolamento dell'ambiente montano nel Neolitico Medio: il caso della Val Cavargna (Alpi Lepontine meridionali)*. Atti del Convegno "Vasi a bocca quadrata. Evoluzione delle conoscenze, nuovi approcci interpretativi." - Riva del Garda (TN), 13-15 Maggio 2009. In stampa.
- Castelletti L., Biraghi M., Colombo C., Martinelli E. (2010 a)** Poster *Le carbonaie cinquecentesche dell'Alpe del Rozzo (Val Cavargna, Prov. Como - Italia)*. 5° Convegno di Etnoarcheologia. 13-14 Maggio 2010, Roma.
- Castelletti L., Biraghi M., Colombo C., Martinelli E. (2010 b)** *Sixteenth-century charcoal kilns at Alpe del Rozzo (Cavargna Valley - Lepontine Alps, Lombardy, N-Italy)*. Atti del 5° Convegno di Etnoarcheologia. 13-14 Maggio 2010, Roma. In stampa.
- Castelletti L., Martinelli E., Michetti A.M., Motella De Carlo S. (2011)** Poster *Anthropic land use and vegetation dynamics in mountain areas of Cavargna Valley (Lepontine Alps, Lombardy, N-Italy) during the Holocene*. XVIII INQUA Congress. 20 - 27 Giugno 2011, Bern (Switzerland).
- Castelletti L., Motella De Carlo S. (a cura di) (2012)** *Il fuoco e la montagna. Archeologia del Paesaggio dal Neolitico all'Età Moderna in alta Val Cavargna*. Como, 2012.

- Castiglioni E., Motella S., Rottoli M. (1992)** *Il combustibile nelle cremazioni dell'Italia Nord orientale. Actes des colloque "Les Charbons de Bois, Les Anciens écosystèmes et le Rôle de l'homme"*. Bull. Soc. bot. Fr. 139, 2/3/4, 297-309.
- Castiglioni E., Cottini M. (1999)** *I resti botanici dalla necropoli di via Tito Livio a Como*. In: Caporusso D. *Como-via Tito Livio: necropoli del Golasecca IA2 e IB (IX-VIII sec. a.C.)*. Rivista Archeologica Comense (RAC) 1998 (180), pp. 127-140.
- Castiglioni E., Cottini M., Rottoli M. (1999)** *Mariano, Via T. Grossi: analisi archeobotaniche*. In: Frigerio G. (a cura di) *Storia di Mariano Comense. Dalla Preistoria all'alto medioevo*. Vol. I, pp. 107-112, Società Archeologica Comense, Mariano Comense.
- Castiglioni E., Rottoli M. (2000)** *I resti lignei dell'Isolino di Varese (scavi 1981, Neolitico Medio)*. Sibirium XXIII (1994-1999), pp. 485-501.
- Castiglioni E., Cottini M., Rottoli M. (2003)** *Resti botanici*. In: Fortunati M., Pagani L., Poggiani Keller R. *Verdello dalle origini all'Altomedioevo. Ricerche archeologiche e storiche*. Pp 225-228
- Castiglioni E., Rottoli M. (2006)** *Analisi archeobotaniche*. In: Caporusso D. (a cura di) *Extra Moenia 2. Gli scavi di Via Benzi. I reperti*. In Rivista Archeologica dell'Antica Provincia e Diocesi di Como (2005), fascicolo 187, pp. 371-383.
- Cavallo O., Repetto G. (1992)** *Conchiglie fossili del Roero*. Atlante iconografico. Associazione naturalistica piemontese amici del Museo «F.Eusebio», Alba, Studio grafico Athena.
- Chapron E., Beck C., Pourchet M., Deconinck J-F. (1999)** *1822 earthquake-triggered omogenite in Lake Le Bourget (NW Alps)*. Terra Nova 11, 86–92.
- Chiaudani G., Premazzi G. (1993)** *Il Lago di Como. Condizioni ambientali attuali e modello di previsione dell'evoluzione delle qualità delle acque*. Commissione delle Comunità Europee. EUR 15267 IT.
- Chunga K., Livio F., Michetti A.M. et al. (2007)** *Synsedimentary deformation of Pleistocene glaciolacustrine deposits in the Albese con Cassano Area (Southern Alps, Northern Italy), and possible implications for paleoseismicity*. Sedimentary Geology 196: 59–80.
- Clark J.S., Merkt J., Müller H. (1989)** *Post-glacial fire, vegetation and human history on the northern alpine forelands, south western Germany*. Journal of Ecology 77, 897–925.
- COHMAP Members (1988)** *Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations*. Science 241, 1043–1052.
- Colmegna F. (2006)** *Sintesi dei dati stratigrafici ed idrogeologici dell'area urbana di Como: realizzazione di un database informatico di supporto alle ricerche sull'evoluzione geologico-ambientale del Bacino Lariano*. Tesi di Laurea. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Colombaroli D., Marchetto A., Tinner W. (2007)** *Long-term interactions between Mediterranean climate, vegetation and fire regime at Lago di Massaciuccoli (Tuscany, Italy)*. Journal of Ecology 95, 755–70.
- Colombaroli D., Vanniere B., Emmanuel C. et al. (2008)** *Fire-Vegetation interactions during the Mesolithic–Neolithic transition at Lago dell'Accesa, Tuscany, Italy*. The Holocene 18: 679–692.
- Colombaroli D., Tinner W., van Leeuwen J., Noti R., Vescovi E., Vanniere B., Magny M., Schmidt R., Bugmann H. (2009)** *Response of broadleaved evergreen Mediterranean forest vegetation to fire disturbance during the Holocene: insights from the peri-Adriatic region*. Journal of Biogeography 36, 314–326.

- Colombaroli D., Tinner W. (2013)** *Determining the long-term changes in biodiversity and provisioning services along a transect from Central Europe to the Mediterranean.* *The Holocene* 23(11) 1625–1634
- Colombaroli D., Beckmann M., van der Knaap W.O., Curdy P., Tinner W. (2013)** *Changes in biodiversity and vegetation composition in the central Swiss Alps during the transition from pristine forest to first farming.* *Diversity and Distributions* 19, 157–170
- Comerci V., Michetti A.M., Capelletti S., Giardina F. (2003)** *Post-glacial environmental evolution and ground subsidence in the Como urban area (Northern Italy).* In: Program with Abstracts XVI INQUA Congress, July 23-30 2003, Reno, Nevada USA, p. 66.
- Comerci V. (2004)** *Evoluzione geologica e ambientale recente in aree subsidenti. Esempio di studio nella città di Como.* Tesi di Dottorato in Scienze Ambientali. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Comerci V., Capelletti S., Michetti A.M., Rossi S., Serva L., Vittori E. (2007)** *Land subsidence and late glacial environmental evolution of the Como urban area (Northern Italy).* *Quaternary International* 173-174, 67-86.
- Comune Di Como (1980)** *Relazione di sintesi della Commissione per lo Studio dei fenomeni di Subsidenza.* Documenti e Ricerche, 34.
- Comune Di Como (2003)** *Agenda 21 Como: rapporto sullo Stato dell'Ambiente.* Punto Energia di Como, 2003.
- Conedera M., Pezzatti G.B., Tinner W., Krebs P. (1998)** *Incendi boschivi al Sud delle Alpi della Svizzera: cosa ci insegna la storia?* *Natura - Soc. it. Sci. nat. Museo civ. Stor. nat. Milano*, 98 (1): 31-44.
- Conedera M., Corti G., Piccini P., Ryser D., Guerini F., Ceschi I. (2004 a)** *La gestione degli incendi boschivi in Canton Ticino: tentativo di una sintesi storica.* *Schweiz.Z.Forestwes.* 155 (2004) 7: 263-277.
- Conedera M., Krebs P., Tinner W., Pradella M., Torriani D. (2004 b)** *The cultivation of *Castanea sativa* (Mill.) in Europe, from its origin to its diffusion on a continental scale.* *Veget. Hist. Archaeobot.* 13: 161-179.
- Conedera M., Moretti M. (2005)** *Gli incendi di bosco: le conseguenze sull'ecosistema.* *Dati statistiche e società* 1-2005: 14-19, 21-24.
- Corona C., Guiot J., Edouard J.L., Chalié F., Büntgen U., Nola P., Urbinati C. (2010)** *Millennium-long summer temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings.* *Climate of the Past*, 6: 379-400.
- Cugny C., Mazier F., Galop D. (2010)** *Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity.* *Veget Hist Archaeobot* (2010) 19:391–408.
- Dansgaard W., White J.W.C. & Johnsen S.J. (1989)** *The abrupt termination of the Younger Dryas climate event.* *Nature*, 339, pp. 532-534.
- Dansgaard W., Johnson S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J., Bond G.. (1993)** *Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record.* *Nature* 364: 218–220.
- Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J. (2003)** *The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data.* *Quaternary Science Reviews* 22:1701-1716.
- Del Favero R., Andrich O., De Mas G., Lasen C., Poldini L. (a cura di) (1990)** *La vegetazione forestale del Veneto. Prodromi di tipologia forestale.* Regione Veneto, Dipartimento foreste.

- Di Salvo M. (1975)** *Appunti sull'assetto idrogeologico della conca di Como in funzione degli insediamenti*. In: Giannoncelli M. *Como e la sua Convalle*. Como.
- Ehrendorfer F. (1995)** *Struttura delle comunità vegetali*. In: *Trattato di botanica per le università*. Volume 2: Geobotanica; pp. 879-887. 8 edizione italiana sulla 33 tedesca, rivista e adattata da Pirola A. *et al.*.
- Ellenberg H. (1974)** *Zeigerwerte der Gefäßpflanzen Mitteleuropas*. *Scripta Geobotanica* 9, 9-166.
- Ellis A.A.C., Van Geel B. (1978)** *Fossil zygosporae of Debarya glyptosperma (De Bary) Wittr. (Zygnamataceae) in Holocene sandy soils*. *Acta Bot. Neerl.* 27 (5/6): 389-396.
- Erdtman G. (1952)** *Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms*. Almquist and Wiksell, Stockholm.
- Erdtman G. (1954)** *An introduction to pollen analysis*. Almquist and Wiksell, Stockholm.
- Erdtman G. (1957)** *Pollen and spores morphology / Plant taxonomy. Gymnospermae, Pteridophyta, Bryophyta*. Almquist and Wiksell, Stockholm.
- Erdtman G. (1960)** *The acetolysis method: revised description*. *Svensk. Bot. Tidskr.* 54: 561-564.
- Erdtman G. (1969)** *Handbook of Palynology*. Munksgaard, Copenhagen.
- Fægri K., Iversen J. (1989)** *Textbook of Pollen Analysis*. 4th ed. Munksgaard, Copenhagen.
- Fanetti D. (2004)** *Holocene evolution of the Lake Como western branch: definition of the limnogeological, geophysical and geomorphological characteristics of an Alpine lake*. Tesi di Dottorato in Scienze Ambientali. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Fanetti D., Anselmetti F.S., Chapron E., Sturm M., Vezzoli L. (2008)** *Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259 (2008) 323–340.
- Federici P.R., Granger D., Pappalardo M., Ribolini A., Spagnolo M. & Cyr A.J. (2006)** *Egesen stage moraine dated in the Western Alps by means of cosmogenic beryllium-10*. INQUA-SEQS 2006. "Quaternary Stratigraphy and Evolution of the Alpine region in the European and Global Framework". Milano. Abstract Volume, p. 94.
- Ferrario M.F. (2009)** *Analisi dei rapporti fra la falda freatica e il comportamento meccanico dei terreni nell'area urbana di Como: implicazioni ambientali*. Tesi di Laurea Specialistica. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Ferrario M.F., Brunamonte F., Livio F., Martinelli E., Castelletti L., Michetti A.M. (2013)** *Historical shoreline evolution and the Roman dock in the Como urban area: results from stratigraphic and geotechnical analyses*. Opening the Past 2013. Archeology of the Future. 13-15 June 2013, Pisa (Italy).
- Ferrario M.F. (2013)** *Analisi e modellazione dei fattori geologico-ambientali nella localizzazione dei siti industriali: il caso del bacino Padano*. Tesi di Dottorato in Scienze Ambientali. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Finsinger W., Tinner W. (2006)** *Holocene vegetation and land-use changes in response to climatic changes in the forelands of the southwestern Alps, Italy*. *Journal of Quaternary Science* (2006) 21(3) 243–258.
- Finsinger W., Tinner W., Van Der Knaap W.O., Ammann B. (2006)** *The expansion of hazel (Corylus avellana L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe?* *Quat. Sci. Rev.*, 25 (5-6), pp. 612-631.

- Finsinger W., Tinner W., Hu F.S. (2008)** *Rapid and accurate estimates of microcharcoal content in pollen slides*. In: Fiorentino G., Magri D. (eds). *Charcoals from the Past: Cultural and Palaeoenvironmental Implications*. Proceedings of the Third International Meeting of Anthracology, Cavallino - Lecce (Italy), June 28th - July 1st 2004, BAR International Series. Archaeopress: Oxford; 121-124.
- Finsinger W., Lane C.S., Van Den Brand G.J., Wagner-Cremer S., Blockley P.E., Lotter A.F. (2011)** *The Lateglacial Quercus expansion in the southern European Alps: rapid vegetation response to a late Allerød climate warming?* *Journal of Quaternary Science* (2011) 26(7) 694–702.
- Fiore I., Tagliacozzo A. (2005)** *Lo sfruttamento delle risorse animali nei siti di altura e di fondovalle nel Tardiglaciale dell'Italia nord-orientale*. In: Malerba G. & Visentini P. (a cura di) *Atti del 4° Convegno Nazionale di Archeozoologia*. Quaderni del Museo Archeologico del Friuli Occidentale, 6, pp. 97-109.
- Forni G. (2011)** *Lo strumento più antico per la coltivazione delle insalate: il fuoco*. In: Angelini R. *Le insalate*. Collana cultura e cultura Bayer Crop Science.
- Franzoso F. (2008)** *Il sito del nuovo ospedale S. Anna (Montano Lucino, Como): analisi paleobotaniche ed evoluzione ambientale durante l'Olocene*. Università degli Studi dell'Insubria. Tesi di Laurea Triennale in Scienze Ambientali. Inedito.
- Friedrich M., Kromer B., Spurk M., Hofmann J. & Kaiser K.F. (1999)** *Palaeo-environment and radiocarbon calibration as derived from Late Glacial / Early Holocene tree-ring chronologies*. *Quat. Int.*, 61, pp. 27-39.
- Frigerio M. (2012)** *Il sottosuolo dell'area urbana di Como: modello dell'evoluzione ambientale post-glaciale*. Tesi di Laurea Specialistica. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Gagliardi G. (1970)** *Grotta del Maiale (Alta Valassina)*. In: *Nuovi reperti Valsassinesi*. RAC (Rivista Archeologica Comense) 152-155: 33-34.
- Gagliardi G. (1976)** *Una nuova grotta funeraria del Triangolo Lariano: la Grotta del Maiale di Valbrona-Mandello*. RAC (Rivista Archeologica Comense) 158: 35-54.
- Gagliardi G. (1983)** *L'insediamento dell'Età del Bronzo Antico sulla sponda Nord del Segrino (Canzo)*. Quaderni Erbesi VI: 113-176.
- Gambacurta G., Ruta Serafini A. (1998)** *Il rituale funerario: nuovi spunti metodologici*. In: Bianchin Citton E., Gambacurta G., Ruta Serafini A. (a cura di) *"Presso l'Adige ridente" ...Recenti rinvenimenti archeologici da Este e Montagnana*. Catalogo della mostra. Padova. Pp. 75-77.
- Gedye S.J., Jones R.T., Tinner W., Ammann B., Oldfield F. (2000)** *The use of mineral magnetism in the reconstruction of fire history: a case study from Lago di Origgio, Swiss Alps*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164 (2000) 101–110.
- Germain H. (1981)** *Flore des Diatomees. Diatomophycées*. Societe Nouvelle Des Editions Boubee.
- Gerola F.M. (1997)** *Biologia vegetale. Sistematica filogenetica*. III Ed. UTET Torino.
- Gehrig R. (1997)** *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimageschichte des Val Camonica (Norditalien)*. Diss. Bot., 276, 148 pp.
- Ghezzi A., Landi G. (1992)** *Caratteri geologico – tecnici del tracciato della metropolitana leggera di Como (Grandate – S. Giovanni)*. Relazione tecnica.

- Giacomini V., Arietti N. (1943)** *Studio sulla flora e vegetazione delle Prealpi Lombarde*. Atti Istituto Botanico della R. Università di Pavia. Serie 5, II, 5-56.
- Giacomini V. (1958)** *Conosci l'Italia. La flora*. Volume II. Touring Club Italiano.
- Giesecke T., Wolters S., Jahns S. et al. (2013)** *Exploring Holocene changes in palynological richness in northern Europe – Did postglacial immigration matter?* PLoS One 7 (12): e51624.
- Gilli A., Anselmetti F.S., Glur L., Wirth S.B. (2013)** *Lake sediments as archives of recurrence rates and intensities of past flood events*. In: Schneuwly-Bollschweiler M., Stoffel M., Rudolf-Miklau F. (eds) *Dating torrential processes on fans and cones - Methods and their application for hazard and risk assessment*. Advances in Global Change Research, Springer, v. 47, pp. 225-242.
- Giordano G. (1981)** *Tecnologia del legno. La materia prima*. II Ed. UTET Torino. Volume 1.
- Giorgini G. (1989)** *Come si coltiva l'olivo: manuale pratico dell'agricoltore*. Hoepli.
- Gobet E., Tinner W., Hubschmid P., Jansen I., Wehrli M., Amman B., Wick L. (2000)** *Influence of human impact and bedrock differences on the vegetational history of the Insubrian Southern Alps*. Veget. Hist. Archaeobot. 9:175-178.
- 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 (2003) 12:143–163.
- Green D.G. (1981)** *Time series and postglacial forest ecology*. Quat. Res. 15:265–277.
- Grimm E.C.** *Tilia Version 2.0.b.4 e Tilia Version 1.7.16*. Illinois State Museum. Research and Collection Center. 1011 East Ash Street. Springfield, IL 62703 USA. <http://intra.museum.state.il.us/pub/grimm/tilia/>
- Grosjean M., Suter P., Trachsel M., Wanner H. (2007)** *Ice-borne prehistoric finds in the Swiss Alps reflect Holocene glacier fluctuations*. J. of Quaternary Science, 22(3) 203–207.
- Guidoboni E. (1986)** *The earthquake of December 25, 1222: analysis of a myth*. Geologia Applicata e Idrogeologia 21, 413–424.
- 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 (1998) pp. 301–309.
- Hajdas I., Schlumpf N., Minikus-Stary N., Hagedorn F., Eckmeier E., Schoch W., Burga C., Bonani G., Schmidt M.W.I., Cherubini P. (2007)** *Radiocarbon ages of soil charcoals from the southern Alps, Ticino, Switzerland*. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 259 (2007) 398–402.
- Heiri O., Tinner W., Lotter A.F. (2004)** *Evidence for cooler European summers during periods of changing melt-water flux to the North Atlantic*. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 101: 15 285–15 288.
- Heiss A.G., Kofler W. & Oeggel K. (2005)** *The Ulten Valley in South Tyrol, Italy: Vegetation and Settlement History of the Area, and Macrofossil Record from the Iron Age Cult Site of St. Walburg*. Palyno-Bulletin of the Institute of Botany, University of Innsbruck, 1-2, pp. 63-73.
- Hesse M., Halbritter H., Zetter R., Weber M. (2009)** *Pollen terminology*. Springer Verlag, London.

- Hofstetter S., Tinner W., Valsecchi V., Carraro G., Conedera M. (2006)** *Late-glacial and Holocene vegetation history in the Insubrian Southern-Alps. New indications from a small-scale site.* *Vegetation History and Archaeobotany* 15, 87-98.
- Hormes A., Muller B., Schlüchter C. (2001)** *The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the central Swiss Alps.* *The Holocene*, 11(3):255-265.
- Huntley B. (1993)** *Rapid early Holocene migration and high abundance of hazel (Corylus avellana L.): alternative hypotheses.* In: Chambers F.M. (Ed.) *Climate change and human impact on the landscape.* Chapman & Hall, London.
- Huntley B., Birks H.J.B. (1983)** *An atlas of past and present pollen maps of Europe: 0–13,000 years ago.* Cambridge University Press, London/New York/New Rochelle/Melbourne/ Sidney.
- Hurlbert S (1971)** The nonconcept of species diversity: a critique and alternative parameters. *Ecology* 52: 577–586.
- Isacchi F. (1970)** *Tombe preistoriche a Canzo.* RAC (Rivista Archeologica Comense) 152-155: 39-50.
- Iversen J., Troels Smith J. (1950)** *Pollenmorfologiske Definitioner og Typer.* Dan. Geol. Unders. 4 rk. 3, 8.
- Ivy-Ochs S., Schlüchter C., Kubik P.W. & Denton G. (1999)** *Moraine exposure dates imply synchronous Younger Dryas advances in the Euporean Alps and in the Southern Alps of New Zealand.* *Geografiska Annaler*, 81A (2), pp. 313-324.
- Ivy-Ochs S., Schafer J., Kubik P.W., Synal H.A., Schluchter C. (2004)** *Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland).* *Ecl. Geol. Helv.*, 97, 1, 47-55.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Schlüchter C. (2007)** *Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective.* *Quat. Int.*, 164–165, pp. 53–63.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P. W., Schluchter C. (2009)** *Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps.* *Quaternary Science Reviews*, 28:2137–2149.
- Jacomet S. (2006)** *Identification of cereal remains from archaeological sites.* 2nd Edition.
- Jackson S.T., Hobbs R.J. (2013)** *Ecological Restoration in the Light of Ecological History.* *Science* 325, 567 (2009).
- Jacquat C. (1988)** *Hauterive-Champréveyres, 1. Les plantes de l'âge du Bronze. Catalogue des fruits et graines.* Saint-Blaise, Editions du Ruau (Archéologie neuchâteloise, 7).
- Juckles M. N., Allen M. R., Briffa K. R., Esper J., Hegerl G. C., Moberg A., Osborn T. J., Weber S. L. (2007)** *Millennial temperature reconstruction intercomparison and Evaluation.* *Climate of the Past*, 3:591-609.
- Keller F., Lischke H., Mathis T., Mohl A., Wick L., Ammann B., Kienast F. (2002)** *Effect of climate, fire and humans on forest dynamics: forest simulation compared to the palaeological record.* *Ecological Modelling*, 152, pp. 109-127.
- Kelly M.A., Kubik P.W., Von Blanckenburg F. & Schlüchter C. (2004)** *Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide ¹⁰Be.* *J. Quat. Sci.*, 19, pp. 431-441.
- Kobashia T., Jeffrey T., Severinghaus P., Brookb E.J., Barnolac J.M., Gracheva A.M. (2007)** *Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice.* *Quaternary Science Reviews* 26 (2007) 1212–1222.

- Krebs P., Conedera M., Pradella M., Torriani D., Felber M., Tinner W. (2004)** *Quaternary refugia of the sweet chestnut (Castanea sativa Mill.): an extended palynological approach*. *Veget Hist Archaeobot* (2004) 13:145–160.
- Kremer K., Simpson G., Girardclos S. (2012)** *Giant Lake Geneva tsunami in AD 563*. *Nature Geoscience*, 5, pp.756–757.
- Kromer B., Spurk M., Remmele S., Barbetti M., Toniello V. (1998)** *Segments of atmospheric ¹⁴C change as derived from Late Glacial and Early Holocene floating tree-ring serie*. *Radiocarbon*, 40 (1), pp. 351-358.
- Kuyl O.S., Muller U., Waterbolk H.T. (1955)** *The application of palynology to geology with reference to western Venezuela*. *Geol. Mijnb. N.S.* 17: 49-76.
- Landolt E. (1977)** *Ökologische Zeigerwerte zur Schweizer Flora*. Geobotanisch Institut ETH Zurich 64, 64-207.
- Lang G. (1994)** *Quartare Vegetationsgeschichte Europas*. Fischer, Jena.
- Larsen J.B. (1981)** *Waldbauliche und ertragskundliche Erfahrungen mit verschiedenen Provenienzen der Weisstanne (Abies alba Mill.) in Danemark*. *Forstwissenschaftliches Centralblatt* 100:180–183.
- Larsen J.B. (1986)** *Das Tannensterben: Eine neue Hypothese zur Klärung des Hintergrundes dieser ratselhaften Komplexkrankheit der Weisstanne (Abies alba Mill.)*. *Forstwissenschaftliches Centralblatt* 105:381–396.
- Lasen C. (2007)** *Boschi di conifere nelle Alpi*. In: Minelli A. (a cura di) *I boschi montani di conifere*. Quaderni Habitat. Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare; Museo Friulano di Storia Naturale, Comune di Udine.
- Lauterbach S., Chapron E., Brauer A., Hüls M., Gilli A., Arnaud F., Piccin A., Nomade J., Desmet M., Von Grafenstein U., DecLakes Participants (2012)** *A sedimentary record of Holocene surface runoff events and earthquake activity from Lake Iseo (Southern Alps, Italy)*. *The Holocene* 22(7) 749–760.
- Lister G.S. (1988)** *A 15,000-Year Isotopic Record from Lake Zürich of Deglaciation and Climatic Change in Switzerland*. *Quat. Res.*, 29, pp. 129-141.
- Lister G., Livingston D., Ammann B., Ariztegui D., Haeberli W., Lotter A., Ohlendorf C., Pfister C., Schwander J., Schweingruber F., Stauffer B., Sturm M. (1998)** *Alpine paleoclimatology*. In: Cebon P. (eds), 1998 - Views from the Alps - Regional perspectives on climate change. The MIT Press.
- Litt T., Schmincke H.U. & Kromer B. (2003)** *Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial*. *Quat. Sci. Rev.*, 22, pp. 7-32.
- Lorenzi J. (1988)** *Ello (CO). Località Boggia. Insediamento Neolitico*. In: *Notiziario Soprintendenza Archeologica della Lombardia*. Pp. 32-33.
- Lorenzi J. (1990)** *Ello (Como). Località Boggia*. In: *Bollettino di Archeologia IV Giugno-Luglio*. Pp. 35-37.
- Lorenzi J. (1991)** *Ello (CO). Località Boggia. Insediamento Neolitico*. In: *Notiziario Soprintendenza Archeologica della Lombardia*. Pp. 28-29.
- Lotter A.F. (1999)** *Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee, central Switzerland*. *Vegetation History and Archaeobotany* 8: 165–184.
- Luraschi G. (1987)** *Como romana: le mura*. In: *Como nell'antichità*. Società archeologica comense, 1987, pp. 103-112.

- MacDonald G.M. (2001)** *Conifer stomata* In: Smol J.P., Birks H.J.B., W.M. Last (a cura di) *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators*. Kluwer, Dordrecht, pp. 33-47.
- Maggi R., Melli P., Macphail R. (1987)** *Uscio*. In MELLI P., DEL LUCCHESI A. (a cura di) *Archeologia in Liguria III - 1. Scavi e scoperte 1982-86*. Soprintendenza Archeologica della Liguria, Genova, pp. 73-84.
- Magny M., Leuzinger U., Bortenschlager S., Haas J.N. (2006)** *Tripartite climate reversal in Central Europe 5600–5300 years ago*. *Quaternary Research*, 65(1):3–19.
- Magri D. (2008)** *Patterns of post-glacial spread and the extent of glacial refugia of European beech (Fagus sylvatica)*. *Journal of Biogeography* (2008) 35, 450–463.
- Maher, B.A. (1988)** *Magnetic properties of some synthetic sub- micron magnetites*. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 94, 83–96.
- Marchiò L. (2007)** *Il luogo che non c'è: i segreti di Erbonne*. Marchiò editore.
- Martinelli E. (2009)** *Analisi antracologiche e paleocarpologiche per la ricostruzione del paesaggio vegetale durante l'Olocene in Pianura Padana: nuovi dati dal sito di S.Eufemia a Padova*. Tesi di Laurea Magistrale in Analisi e Gestione degli Ambienti Naturali. Inedito. Università degli Studi di Milano.
- Martinelli E. (2010 a)** *Ello (Prov. di Lecco)*. In: *Uso dei siti archeologici per valutare l'impatto umano sui sistemi del suolo: trasformazioni ambientali nelle zone collinari e montane della regione Lariana durante l'Olocene*. Relazione sull'attività svolta (Maggio 2010 – Luglio 2010) durante le ricerche nell'ambito dell'Assegno di ricerca. Pp. 2-3. Inedito.
- Martinelli E. (2010 b)** *Canzo - tomba (Prov. di Como)*. In: *Uso dei siti archeologici per valutare l'impatto umano sui sistemi del suolo: trasformazioni ambientali nelle zone collinari e montane della regione Lariana durante l'Olocene*. Relazione sull'attività svolta (Maggio 2010 – Luglio 2010) durante le ricerche nell'ambito dell'Assegno di ricerca. Pp. 3-4. Inedito.
- Martinelli E. (2010 c)** *Valbrona - Grotta del Maiale (Prov. di Como)*. In: *Uso dei siti archeologici per valutare l'impatto umano sui sistemi del suolo: trasformazioni ambientali nelle zone collinari e montane della regione Lariana durante l'Olocene*. Relazione sull'attività svolta (Maggio 2010 – Luglio 2010) durante le ricerche nell'ambito dell'Assegno di ricerca. P. 4. Inedito.
- Mason S.L.R. (2000)** *Fire and Mesolithic subsistence - managing oaks for acorns in northwest Europe?* *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164 (2000) 139–150.
- Maspero A., Castelletti L. (1994)** *I resti botanici*. In: Biagi P. et al. *Note sugli scavi a Erbonne, località Cimitero, Comune di S. Fedele Intelvi (CO)*. *Rivista Archeologica Comense*, 175 (1993), 17-19. Società Archeologica Comense, Como.
- Maspero A. (1996)** *The reconstruction of vegetation using anthracological analysis: Palaeolithic deposits in Italy*. In: Evans S. P. et al. *Modificazioni climatiche ed ambientali tra il Tardiglaciale e l'Olocene antico in Italia*. Riassunti del Convegno di Trento, 7-9 febbraio 1996, 96-98. Trento.
- Mazzola E. (2012)** *Evoluzione ambientale recente nell'area di Como e analisi stratigrafiche sui sedimenti del sondaggio di Piazza Verdi*. Tesi di Laurea Triennale in Scienze Ambientali. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.

- Menozzi B.I., Zotti M., Montanari C. (2010)** *A non-pollen palynomorphs contribution to the local environmental history in the Ligurian Apennines: a preliminary study.* *Veget Hist Archaeobot* (2010) 19:503–512.
- Mercalli L., Acordon V., Castellano C., Berro D. (2009)** *Che tempo che farà. Breve storia del clima con uno sguardo al futuro.* Rizzoli.
- Michetti A.M. (2005)** *Dark Nature and paleoseismology: understanding the seismic landscape of the Southern Alps, Italy.* Final Meeting, Dark Nature-Rapid Natural Change and Human Resources, Como. September 6-10, 2005, Abstract.
- Michetti A.M., Giardina F., Livio L., Mueller K., Serva L., Sileo G., Vittori E., Devoti R., Riguzzi F., Carcano C., Rogledi S., Bonadeo L., Brunamonte F., Fioraso G. (2012)** *Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (northern Italy).* *Annals of Geophysics*, 55, 5.
- Michetti A.M., Livio F., Pasquarè F.A., Vezzoli L., Bini A., Bernoulli D., Sciunnach D. (2013)** *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia - Foglio 075 - Como.* In stampa.
- Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M., Karlén W. (2005)** *Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data.* *Nature*, 433(7026):613-617.
- Mollo R. (2002)** *Vegetazione nell'antichità.* Environnement. Ambiente e territorio in Valle d'Aosta, n°19. Regione Autonoma Valle d'Aosta.
<https://www.regione.vda.it/gestione/riviweb/templates/aspx/environnement.aspx?pkArt=735>
- Monecke K., Anselmetti F., Becker A., Sturm M., Giardini D. (2004)** *The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland.* *Tectonophysics* 394, 21–40.
- Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Wick L., Calderoni G. (2007)** *Evidence of a two-fold glacial advance during the Last Glacial Maximum in the Tagliamento end moraine system (SE Alps).* *Quaternary Research*, 68, 284-302.
- Montegut J. (1971)** *Clé de détermination des semences de mauvaises herbes.* Société Française de Phitiatrie et de Phytopharmacie.
- Moore P.D., Webb J.A. (1978)** *An illustrated guide to pollen analysis.* Hodder and Stoughton, London.
- Moore P.D., Webb J.A., Collison M.E. (1991)** *Pollen analysis.* 2nd ed. Blackwell Scientific, London.
- Morselli M. (2006)** *Indagini stratigrafiche e paleobotaniche sui sedimenti del Sondaggio di Piazza Verdi: implicazioni sull'evoluzione ambientale dell'area di Como.* Tesi di Laurea Triennale in Valutazione e Controllo Ambientale. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Motella De Carlo S. (1998)** *La ricerca archeobotanica e le terre di rogo.* In: Bianchin Citton E., Gambacurta G., Ruta Serafini A. (a cura di) ... "Presso l'Adige ridente"... *Recenti rinvenimenti archeologici da Este e Montagnana.* Padova, pp.54-61.
- Motella De Carlo S. (1999)** *I resti vegetali nelle terre di rogo.* In: Venturino Gambari *In riva al fiume Eridano, una necropoli dell'età del Bronzo Finale a Morano sul Po.* Pp. 67-77.
- Motella De Carlo S. (2002)** *I resti botanici nel pozzo.* In: Ruta Serafini A. (a cura di) *Este preromana: una città e i suoi santuari.* Pp. 198-203, Canova, Treviso.
- Motella De Carlo S. (2005)** *La ricostruzione del paesaggio attraverso lo studio dei reperti vegetali.* In: M. De Min, M. Gamba, G. Gambacurta, A. Ruta Serafini (a cura di) *La città invisibile. Padova preromana. Trent'anni di scavi e ricerche.* Pp.48-55, Quarto Inferiore (Bologna).

- Motella De Carlo S. (2006)** *Il significato delle terre di rogo: un compromesso tra ritualità e ambiente*. In: Venturino Gambari M. (a cura di) *La necropoli dell'età del Bronzo finale di Morano sul Po*. Torino.
- Motella De Carlo S. (2008)** *Il destino delle terre di rogo nel rituale della cremazione: un messaggio per l'aldilà*. In: Venturino Gambari M. *La necropoli di Valdieri*.
- Motella S. (2009)** *Evoluzione del paesaggio nel bacino del lago di Como: nuovi dati per la ricostruzione della vegetazione tra Tardiglaciale e Olocene a Sud delle Alpi in base allo studio dei macroresti botanici del sondaggio di Piazza Verdi a Como*. Tesi di Dottorato in Scienze Ambientali. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Nangeroni G. (1940)** *Considerazioni sul Quaternario dell'alta pianura lombarda occidentale*. Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano e della Commissione Glaciologica del Centro Alpinistico Italiano. N. 20 (1940), 63-72.
- Nangeroni G. (1954)** *Il glaciale Quaternario nell'anfiteatro del Verbano e lungo i rami del Lario*. Rendiconti Istituto Lombardo, Vol. LXXXVII, Fasc. III, Milano.
- Nangeroni G. (1969)** *Note geomorfologiche sui monti a occidente del Lario Comasco*. Atti della Società italiana di scienze naturali e del Museo civico di storia naturale in Milano. Vol. 109 (1969), 97-184.
- Nangeroni G. (1972)** *Il monte Barro (Prealpi Lombarde) note di geomorfologia*. Atti Società Italiana Scienze Naturali e Museo Civico Storia Naturale Milano. 108/2. Pp. 159-196.
- Nangeroni G. (1974)** *La geomorfologia delle montagne lariane*. Atti della Società italiana di scienze naturali e del Museo civico di storia naturale in Milano. Vol. 115 (1974), 5-116.
- Nangeroni G. (1976)** *A proposito di una sintesi geomorfologica sulle Prealpi Lombarde*. Rivista geografica italiana. Società di studi geografici di Firenze. Vol.83 (1976), 203-209.
- Nangeroni G. (1980)** *E' ancora valida l'ipotesi dell'origine da escavazione glaciale dei grandi laghi prealpini italiani*. Geografia, 3, pp. 127-130.
- Negri G. (1920)** *Sul limite altimetrico inferiore del Faggio nel Bacino Padano*. In: Ann. Accad. Agric. Torino. Vol.52.
- Niessen F., Kelts K. (1989)** *The deglation and Holocene sedimentary evolution of southern perialpine Lake Lugano. Implication for Alpine paleoclimate*. Eclogae Geologicae Helvetiae 82, 252-263.
- Nomade J., Chapron E., Desmet M., Reyss J-L., Arnaud F., Lignier V. (2005)** *Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France)*. Terra Nova 17, 350-357.
- Oberdorfer E. (1964)** *Der insubrische Vegetationskomplex, seine Struktur und Abgrenzung gegen die submediterrane Vegetation in Oberitalien und in der Südschweiz*. Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl. 23: 141-187.
- O'Brien S.R., Mayewski P.A., Meeker L.D., Meese D.A., Twickler M.S., Whitlow S.I. (1995)** *Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland Ice core*. Science 270, 1962-64.
- Odgaard B.V. (1999)** *Fossil pollen as a record of past biodiversity*. Journal of Biogeography 26: 7-17.
- Odgaard B.V. (2006)** *Biodiversity of past plant cover*. In: Elias SA (ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Pergamon Press, pp.2511-2515.
- Orombelli G. (1984 a)** *I depositi würmiani del comasco*. In: *AIQUA Relazione sul convegno autunnale 1982*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 6 (1983), 174-175.

- Orombelli G. (1984 b)** *Il Pleistocene Superiore in Italia: i depositi glaciali*. In: *AIQUA Relazione sul convegno autunnale 1982*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 6 (1983), 179-180.
- Orombelli G. (1991)** *Aspetti geomorfologici*. In: *Guide Geologiche Regionali. Alpi e Prealpi Lombarde*. Soc. Geol. It., 1, 1991, BE-MA, Milano.
- Orombelli G., Ravazzi C. (1996)** *The Late Glacial and Early Holocene: chronology and paleoclimate*. *Il Quaternario*, 9(2), 439-444.
- Orombelli G. (1998)** *Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi*. Mem. Soc. Geogr. It., 55:153-165, Roma.
- Pearsall D.M. (2001)** *Palaeoethnobotany. A Handbook of Procedures*. 2nd ed. Emerald Group Publishing.
- Petit R.J., Brewer S., Bordacs S., Burg K., Cheddadi R., Coart E., Cottrell J., Csank U.M., van Dam B., Deans J.D., Espinel S., Fineschi S., Finkeldey R., Glaz I., Goicoechea P.G., Jensen J.S., Armin O., König A.O., Lowe A.J., Madsen S.F., Matyas G., Munro R.C., Popescu F., Slade D., Tabbener H., de Vries S.G.M., Ziegenhagen B., de Beaulieu J.L., Kremer A. (2002)** *Identification of refugia and post-glacial colonisation routes of European white oaks based on chloroplast DNA and fossil pollen evidence*. *Forest Ecology and Management* 156 (2002) 49–74.
- Pignatti S. (1953)** *Introduzione allo studio fitosociologico della Pianura Veneta orientale con particolare riguardo alla vegetazione litoranea*. In: *Archeobotanica* 28: 265-329.
- Pignatti S. (1979)** *I piani di vegetazione in Italia*. Congresso Sociale 1978. Colloquio sui piani di vegetazione. *Giorn. Bot. Ital.* 113, pp. 411-428.
- Pignatti S. (1982)** *Flora d'Italia*. Edagricole, Italia.
- Pignatti S. (1998)** *I boschi d'Italia. Sinecologia e Biodiversità*. UTET. Torino.
- Pini R. (2002)** *A high-resolution Late-Glacial - Holocene pollen diagram from Pian di Gembro (Central Alps, Northern Italy)*. *Veget. Hist. Archaeobot.* (2002) 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, northeastern Italy)*. *Quaternary Science Reviews* 28, 1268–1290.
- Piperno D.R. (2006)** *Phytoliths: A Comprehensive Guide for Archaeologists and Paleoecologists*. Altamira Press.
- Pirola A. (1976)** *Indagine sulla geobotanica*. In: *Parco territoriale di Como. Spina Verde*. Documenti e ricerche 22, pp.61-71. Comune di Como.
- Pracchi R. (1954)** *Il Quaternario nel Lario occidentale*. Atti della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano. Vol. 93. Pp.111-178.
- Punt W., Blackmore S., Hoen P.P. Stafford P.J. (a cura di) (1976, 1984, 1980, 1981, 1988, 1984)** *The Northwest European Pollen Flora*. Ristampato da *Review of Palaeobotany and Palynology*, Volumi 23, 24, 26, 28, 17, 19, 21, 33, 42, 57. Elsevier
- Ravazzi C. (1994)** *Lo studio del polline fossile per la ricostruzione degli ambienti del passato*. *Didattica delle Scienze* 171: 20-27.
- Ravazzi C. (2002)** *Late Quaternary history of spruce in southern Europe*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 120 (2002) 131-177.

- Ravazzi C. (2003)** *An overview of the quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy*. Il Quaternario. Italian Journal of Quaternary Sciences 16(1Bis), 2003, 11-18.
- Ravazzi C., Orombelli G., Tanzi G., Climex group (2004)** *An outline of the flora and vegetation of Adriatic basin (Northern Italy and eastern side of the Apennine) during the Last Glacial Maximum*. In: Antonioli F., Vai G.B. *Litho-paleoenvironmental maps of Italy during the Last Two Climatic Extremes. Explanatory notes*. 32nd International Geological Congress, Firenze. Pp. 15-20.
- Ravazzi C. (2005)** *Il Tardoglaciale: suddivisione stratigrafica, evoluzione sedimentaria e vegetazionale nelle Alpi e in Pianura Padana*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., 82 (2005): 17-29. Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento.
- 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), 2007 - 163-184.
- Ravazzi C., Pini R. (2013)** *Clima, vegetazione forestale e alpeggio tra la fine del Neolitico e l'inizio dell'Età del Bronzo nelle Alpi e in Pianura Padana*. In: De Marinis R.C. (a cura di) *La Pianura Padana e le Alpi al tempo di Ötzi*. Compagnia della Stampa, Massetti Rodella Editori. Pp. 69-86.
- Reille M. (1992)** *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique, Historique et Palynologie. Marseille.
- Reille M., Andrieu V. (1995)** *The late Pleistocene and Holocene in the Lourdes Basin, Western Pyrénées, France: new pollen analytical and chronological data*. Vegetation History and Archaeobotany 4, 1–21.
- Rottoli M. (1987)** *Reperti vegetali e alimentari*. In: Passi Pytcher L. (a cura di) *Sub ascia, una necropoli romana a Nave*. Pp 107-113.
- Sacco F. (1893)** *Gli anfiteatri morenici del Lago di Como. Studio geologico con carta al 100.000*. Ann. R. Acc. Agricoltura. Vol. XXXVI. Pp. 367-423.
- Samartin S., Heiri O., Lotter A. F., Tinner W. (2012)** *Climate warming and vegetation response at the end of Heinrich event 1 (16 700–16 000 cal yr BP) in Europe south of the Alps*. Climate of the Past Discussions 8, 1615–1651, 2012.
- Sarmaja-Korjonen K., Seppänen A., Benniken O. (2006)** *Pediastrum algae from the classic late glacial Bølling Sø site, Denmark: Response of aquatic biota to climate change*. Review of Palaeobotany and Palynology 138 (2006) 95–1.
- Sartori F. (1985)** *Parco del Ticino. Gli alberi*. Biblioteca Parco Ticino. Fabbri Editori.
- Schlachter K.J., Horn S.P. (2010)** *Sample preparation methods and replicability in macroscopic charcoal analysis*. J Paleolimnol (2010) 44:701–708.
- Schmid S.M., Rück P., Schreurs G. (1990)** *The significance of the Schams nappes for the reconstruction of paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland)*. Mem. Soc. Geol. France 156, 263–287.
- Schneider R.E. (1978)** *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät-und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. Bot. Jahrb. Syst. 100, 1: 26-109.
- Schneider R.E. (1985)** *Palynological research in the southern and southeastern Alps between Torino and Trieste*. Diss. Bot. 87, pp. 83-103.

- Schneider R.E., Tobolski K. (1985)** *Lago die Ganna. Late-glacial and Holocene environments of a lake in the Southern Alps*. Diss. Bot. 87, pp. 229-271.
- Schnellmann M., Anselmetti F., Giardini D., McKenzie J. A., Ward S. N. (2004)** *Ancient Earthquakes at Lake Lucerne*. American Scientist, Vol. 92, pp. 38-45.
- Schoch W. H., Pawlik B., Schweingruber F. H. (1988)** *Botanische makroreste (Botanical macro-remains; macrorestes botaniques)*. Haup.
- Schweingruber F.H. (1978)** *Microscopic Wood Anatomy*. Birgmsdorf (CH).
- Schweingruber F.H. (1982)** *Mikroskopische Holz Anatomie (Anatomie microscopique du bois; Microscopic Wood anatomy)*. F.Flück-Wirth, Internazionale Buchhandlung für Botanik und Naturwissenschaften; Teufen Ar., 2. auflage.
- Schweingruber F.H. (1990)** *Anatomie europäischer Hölzer (Anatomy of European woods)*. Bern, Stuttgart.
- Seppä H. (1998)** *Postglacial trends in palynological richness in the northern Fennoscandian tree-line area and their ecological interpretation*. The Holocene 8: 43–53.
- Sileo G., Michetti A.M., Chunga K. et al. (2007)** *Remarks on the Quaternary tectonics of the Insubria Region (Lombardia, NW Italy, and Ticino, SE Switzerland)*. Bollettino della Società Geologica Italiana 126: 411–425.
- Smilauer P. (1994)** *Exploratory analysis of palaeoecological data using the program CanoDraw*. Journal of Paleolimnology 12: 163–169.
- Spinedi F., Isotta F. (2004)** *Il clima del Ticino negli ultimi 50anni*. Dati statistiche e società, 4, 2, pp. 4–39.
- Stapfer A. (1991)** *Pollenanalytische Untersuchungen im Val Piora (Tessin)*. Geographica Helvetica 1991 - Nr. 4
- Stewart J.R., Lister A.M. (2001)** *Cryptic northern refugia and the origins of the modern biota*. Trends in Ecology and Evolution 16:608–613.
- Strasser M., Anselmetti F.S., Fäh D., Giardini D., Schnellmann M. (2006)** *Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes*. Geology 34 (12): 1005–1008.
- Strasser M., Monecke K., Schnellmann M., Anselmetti F.S. (2013)** *Lake sediments as natural seismographs: A compiled record of Late Quaternary earthquakes in Central Switzerland and its implication for Alpine deformation*. Sedimentology (2013) 60, 319–341.
- Strau F. (1990)** *Diatomees et reconstitution des environnements préhistoriques*. Editions du Ruau (Archéologie Neuchateloise, 10).
- Tarello C. da Lonato (1567)** *Ricordo d'agricoltura*. Edito in Venetia: appresso Francesco Rampazetto.
- Tarzi L. (2011)** *Caratterizzazione della circolazione idrica sotterranea nell'area urbana di Como: implicazioni geologiche e ambientali*. Tesi di Laurea Triennale. Università degli Studi dell'Insubria. Inedito.
- Tecchiati U., Fontana A., Marconi S. (2010)** *Indagini archeozoologiche sui resti faunistici della media-recente Età del Bronzo di Laion-Wasserbühel (Bz)*. Ann. Mus. Civ. Rovereto; Sez.: Arch., St., Sc. Nat.; vol. 26 (2010) 105-131.
- ter Braak C.J.F., Prentice I.C. (1988)** *A theory of gradient analysis*. Advances in Ecological Research 18: 271–317.
- Testori P. (1988)** *Flora e vegetazione della Spina Verde*. Pp.13-19.

- Thompson R., Battarbee R.W., O'Sullivan P.E., Oldfield F. (1975)** *Magnetic susceptibility of lake sediments*. *Limnology and Oceanography* 20: 687–698.
- Thuro K., Hatem M. (2010)** *The 1806 Goldau Landslide Event – Analysis of a Large Rock Slide*. *Geologically Active*, pp. 3693 – 3700.
- Tibaldi A., Rovida A., Corazzato C. (2004)** *A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques*. *Geomorphology* 58 (2004) 27–47.
- Tinner W., Conedera M. (1995)** *Indagini paleobotaniche sulla storia della vegetazione e degli incendi forestali durante l'Olocene al Lago di Origlio (Ticino Meridionale)*. “*Bollettino Società Ticinese di Scienze Naturali*” 83: 91-106.
- Tinner W., Hubschmid P., Wehrli M., Ammann B., Conedera M. (1999)** *Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland*. *International Journal of Ecology* 87, pp. 273-289.
- Tinner W., Conedera M., Gobet E., Hubschmid P., Wehrli M., Ammann B. (2000)** *A palaeoecological attempt to classify fire sensitivity of trees in the southern Alps*. *The Holocene* 10, 5 (2000), pp. 565-574.
- 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 (2005): 7-15.
- Torrise M., Dell'Uomo A. (2009)** *Diatomee bentoniche del corso superiore di alcuni fiumi centro-appenninici*. *Studi Trent. Sci. Nat.* 84: 139-151.
- Trautmann W. (1953)** *Zur Unterscheidung fossiler Spaltöffnungen der mitteleuropäischen Coniferen*. *Flora* 140: 523–533.
- Trevisan R., Poggi C., Squartini A. (2010)** *Factors affecting diatom dynamics in the alpine lakes of Colbricon (Northern Italy): a 10-year survey*. *J. Limnol.*, 69(2): 199-208, 2010.
- Uboldi M. (a cura di) (1993)** *Carta archeologica della Lombardia. Como. La città murata e la convalle*. III volume. Franco Cosimo Panini.
- Valsecchi V., Tinner W., Finsinger W., Ammann B. (2006)** *Human impact during the Bronze Age on the vegetation at Lago Lucone (Northern Italy)*. *Veget. Hist. Archaeobot.* 15, 99-113.
- Valsecchi V., Tinner W. (2010)** *Vegetation responses to climatic variability in the Swiss Southern Alps during the Misox event at the early–mid Holocene transition*. *Journal Of Quaternary Science* (2010) 25(8) 1248–1258.
- Valsecchi V., Carraro G., Conedera M., Tinner W. (2010)** *Late-Holocene vegetation and land-use dynamics in the Southern Alps (Switzerland) as a basis for nature protection and forest management*. *The Holocene* 20(4) 483–495.
- van der Knaap W.O., Van Leeuwen J.F.N., Finsinger W., Gobet E., Pini R., Schweizer A., Valsecchi V., Ammann B. (2005)** *Migration and population expansion of Abies, Fagus, Picea and Quercus since 15000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values*. *Quaternary Science Reviews* 24 (2005) 645–680.
- van der Knaap W.O. (2009)** *Estimating pollen diversity from pollen accumulation rates: A method to assess taxonomic richness in the landscape*. *The Holocene* 19: 159–163.
- van Geel B. (1976)** *A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro-and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 25 (1), 1-120.

- van Geel B., Bohncke S.J.P., Dee H. (1980)** *A palaeoecological study of an upper Late Glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 31, 367-448.
- van Geel B., Coope r R., Van der Hammen T. (1989)** *Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands)*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 60 (1), 25-129.
- van Geel B., Grenfell H. R. (1996)** *Chapter 7A. Spores of Zygnemataceae*. In: Jansonius, J., McGregor D.C. (eds.) *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas. 1:173–179.
- van Geel B. (2001)** *Non-pollen palynomorphs*. In: Smol J.P., Birks H.J.B., W.M. Last (a cura di) *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators*. Kluwer, Dordrecht, pp. 99-119.
- van Geel B., Buurman J., Brinkkemper O., Schelvis J., Aptroot A., Van Reenen G., Hakbijl T. (2003)** *Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi*. *Journal of Archaeological Science* 30 (2003) 873–883.
- van Geel B., Aptroot A. (2006)** *Fossil ascomycetes in Quaternary deposits*. *Nova Edwigia* 82: 313 - 329.
- Venzo S. (1948)** *Rilevamento geomorfologico dell'apparato morenico dell'Adda di Lecco*. *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*. Vol.87. Pp.79-140.
- Vescovi E., Ravazzi C., Arpentini E., Finsinger W., Pini R., Valsecchi V., Wick L., Ammann B., Tinner W. (2007)** *Interaction between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland*. *Quaternary Sciences Reviews* 26, 1650-1669.
- Vezzoli L. (2010)** *La storia geologica della Provincia di Como*. Provincia di Como, Assessorato Ecologia ed Ambiente.
- Viggiani P. (2011)** *Flora spontanea delle insalate*. In: Angelini R. *Le insalate*. Collana coltura e cultura Bayer Crop Science.
- Walker J.W. (1974)** *Evolution of exine structure in the pollen of primitive Angiosperms*. *An.J.Bot.* 61:891-902.
- Walter H., Breckle S.W. (1986)** *Ecological Systems of the Geobiosphere. 3: Temperate and polar zonobiomes of Northern Eurasia*. Springer, Berlin.
- Walther G.R., Post E., Convey P., Menzel A., Parmesan C., Beebee T.J.C., Fromentin J.M., Hoegh-Guldberg O., Bairlein F. (2006)** *Ecological responses to recent climate change*. *Nature* 416: 389 - 395.
- Wang R., Dearing J.A., Langdon P.G., Zhang E., Yang X., Dakos V., Scheffer M. (2012)** *Flickering gives early warning signals of a critical transition to a eutrophic lake state*. *Nature* 492, 419-422
- Whitlock C., Larsen C.P.S. (2001)** *Charcoal as a fire proxy*. In: Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M. (eds) *Tracking environmental change using lake sediments. Terrestrial, algal, and siliceous indicators*. Vol 3. Kluwer, Dordrecht, pp 75–97.
- Wick L. (1989 a)** *Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetations geschichte am Luganer See (Südtessin, Schweiz)*. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 82, 265-276.
- Wick L. (1995)** *Pollen sequences of Lago di Annone and Lago del Segrino*. In: Schirmer W. *INQUA 1995. Quaternary field trips in Central Europe*. Vol. 1, pp. 491-492. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, Germany.

- Wick L. (1996)** *Late-glacial and early-Holocene palaeoenvironments in Brianza, N Italy*. *Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences* 9 (2), 1996: 653-660.
- Wick L., Tinner W. (1997)** *Vegetation Changes and Timberline Fluctuations in the Central Alps as Indicators of Holocene Climatic Oscillations*. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 29, No. 4, 1997, pp. 445-458.
- Wick L. (2000)** "Southern Alps". *Excursion guide*. XXIV Moorexkursion in Southern Alps (16 - 24 September 2000). Institute of Plant Sciences - University of Bern (Switzerland).
- Wick L. (2006 b)** *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio Udine*. Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento Difesa del Suolo. Udine.
- Wick L., Möhl A. (2006)** *The mid-Holocene extinction of silver fir (Abies alba) in the Southern Alps: a consequence of forest fires? Palaeobotanical records and forest simulations*. *Veget. Hist. Archaeobot.* (2006) 15: 435–444.
- Zecchi R. (2006)** *Distribuzione delle onde anomale nei laghi italiani*, *Bollettino A.I.C.* nr. 126-127-128, pp. 357-363.
- Zhang N., Castlebury L.A., Miller A.N., Huhndorf S.M., Schoch C.L., Seifert K.A., Rossman A.Y., Rogers J.D., Kohlmeyer J., Volkmann-Kohlmeyer B., Sung G.H. (2006)** *An overview of the systematics of the Sordariomycetes based on a four-gene phylogeny*. *Mycologia*, 9.
- Zoller H. (1960)** *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der Insubrischen Schweiz*. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 83: 45–157.8(6), 2006, pp. 1076–1087.
- Zoller H., Kleiber H. (1971)** *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintaler*. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel* 81, 90–153.
- Zoller H., Athanasiadis N., Heitz-Weniger A. (1998)** *Late-glacial and Holocene vegetation and climate change at the Palü glacier, Bernina Pass, Grisons Canton, Switzerland*. *Veget Hist Archaeobot* (1998) 7:241-249.

PUBBLICAZIONI SCIENTIFICHE E ATTIVITÀ DI TUTOR PER TESI DI LAUREA EFFETTUATE DALLA SCRIVENTE

Partecipazioni e interventi a congressi e seminari

Ferrario M.F., Brunamonte F., Livio F., **Martinelli E.**, Castelletti L., Michetti A.M. (2013) *Historical shoreline evolution and the Roman dock in the Como urban area: results from stratigraphic and geotechnical analyses*. Abstract dell'intervento a: Opening the Past 2013. Archaeology of the Future. 13-15 Giugno 2013, Pisa (Italy).

Castelletti L., Livio F., **Martinelli E.**, Michetti A.M., Motella S. (2012) *Recenti ricerche paleoecologiche in ambito lariano svolte in collaborazione fra Università dell'Insubria e Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como*. Intervento a: 4° incontro di aggiornamento sulle scoperte archeologiche nelle province di Como, Lecco, Sondrio, Varese e nel Cantone Ticino. 2011-2012. 20 Ottobre 2012, Como (Italy).

Motella S., **Martinelli E.** (2012) *Como Drilling Project: riemergono dal lago le origini del paesaggio Lariano*. Intervento a: Laboratorio di Archeobiologia, ciclo di conferenze. 13 October 2012, Como (Italy).

Martinelli E. (2012) *Palaeobotanical analysis for the reconstruction of the Insubria Region palaeoenvironment during Lateglacial and Holocene*. Seminario: *Holocene lacustrine archives in Europe: paleoenvironmental analyses and recent landscape evolution*. 19 July 2012, Como (Italy).

Martinelli E., Motella S., Michetti A.M., Höbig N., Livio F., Tinner W. (4), Reicherter K., Castelletti L. (2012) *Understanding Late Glacial to Holocene Environmental Variability in the Insubria Region, N Italy: new data from the Como-Piazza Verdi drilling*. Poster presentato a: ESF-LFUI Conference Modes of Variability in the Climate System: Past-Present-Future. 27 Maggio-1 Giugno 2012, Obergurgl (Austria).

Höbig N., **Martinelli E.**, Motella S., Michetti A.M., Livio F., Tinner W., Reicherter K., Castelletti L. (2012) *Late Glacial to Holocene environmental variabilities: A new multi-proxy paleolimnological study of sedimentary sequences from Como (Northern Italy)*. Abstract del poster presentato a: European Geosciences Union General Assembly. 22-27 Aprile 2012, Vienna (Austria).

Castelletti L., **Martinelli E.**, Motella S. (2012) *La ricostruzione dell'ambiente antico. Il contributo della paleobiologia*. Intervento a: Il patrimonio archeologico diffuso. Una sfida per il futuro. Giornata di studio e di confronto. Convegno SITINET "Censimento, valorizzazione e messa in rete di siti geologici e archeologici". Interreg IV A "Geo-Archeositi dell'Insubria". 22 Marzo 2012, Novara.

Martinelli E., Motella S., Michetti A.M., Höbig N., Livio F., Tinner W., Reicherter K., Castelletti L. (2012) *Environmental change between Late Glacial and Holocene: new data from the Como - Piazza Verdi drilling (N-Italy, Southern Alps)*. Poster presentato a: Aiqua Congress 2012, 15-17 Febbraio 2012, Pisa.

Castelletti L., **Martinelli E.**, Michetti A.M., Motella De Carlo S. (2011) *Anthropic land use and vegetation dynamics in mountain areas of Cavargna Valley (Lepontine Alps, Lombardy, N-Italy) during the Holocene*. Poster presentato a: XVIII INQUA Congress. 20 - 27 Giugno 2011, Bern (Switzerland).

Castelletti L., Biraghi M., Colombo C., **Martinelli E.** (2010) *Le carbonaie cinquecentesche dell'Alpe del Rozzo (Val Cavargna, Prov. Como - Italia)*. Poster presentato a: 5° Convegno di Etnoarcheologia. 13-14 Maggio 2010, Roma.

Castelletti L., Motella De Carlo S., **Martinelli E.** (2009) *Legni, cereali e leguminose nei livelli d'incendio sotto il Duomo di Milano*. Poster presentato a: Convegno "Piazza Duomo prima del Duomo". 11-12 Dicembre 2009, Milano

Contributi ad atti di convegni e workshop

Castelletti L., Livio F., **Martinelli E.**, Michetti A.M., Motella S. (2012) *Recenti ricerche paleoecologiche in ambito lariano svolte in collaborazione fra Università dell'Insubria e Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como*. Atti del 4° incontro di aggiornamento sulle scoperte archeologiche nelle province di Como, Lecco, Sondrio, Varese e nel Cantone Ticino. 2011-2012. 20 Ottobre 2012, Como (Italy). In preparazione.

Castelletti L., Biraghi M., Colombo C., **Martinelli E.** (2010) *Sixteenth-century charcoal kilns at Alpe del Rozzo (Cavargna Valley - Lepontine Alps, Lombardy, N-Italy)*. Atti del 5° Convegno di Etnoarcheologia. 13-14 Maggio 2010, Roma. In stampa.

Banchieri D.G., Castelletti L., Cermesoni B., **Martinelli E.**, Oppizzi P. (2009) *Modalità di occupazione e sfruttamento del territorio nel corso del V millennio a.C. nella Lombardia occidentale e nel Canton Ticino – Provincia di Como*. Atti del Workshop "Il pieno sviluppo del Neolitico in Italia". 9 – 10 Giugno 2009, Finale Ligure Borgo (SV). In stampa.

Castelletti L., Cermesoni B., Colombo C., **Martinelli E.**, Morandi S., Motella De Carlo S., Oppizzi P. (2009) *Il popolamento dell'ambiente montano nel Neolitico Medio: il caso della Val Cavargna (Alpi Lepontine meridionali)*. Atti del Convegno "Vasi a bocca quadrata. Evoluzione delle conoscenze, nuovi approcci interpretativi". 13-15 Maggio 2009, Riva del Garda (TN). In stampa.

Pubblicazioni su riviste in lingua italiana

Castelletti L., Cermesoni B., Colombo C., **Martinelli E.**, Martino G., Morandi S., Motella De Carlo S., Oppizzi P., Tremari M. *Alpi Lepontine meridionali (Val Cavargna, Provincia di Como)*. Notiziario della Rivista di Scienze Preistoriche. In stampa.

Attività di tutor per tesi di laurea

Correlatore di tesi di Laurea Triennale in Scienze Ambientali, Università degli Studi dell'Insubria (A.A. 2011-2012):

Mazzola E. *Evoluzione ambientale recente nell'area di Como e analisi stratigrafiche sui sedimenti del sondaggio di Piazza Verdi*.

Relatore: Prof. Alessandro Maria Michetti

Correlatori: Dott. Lanfredo Castelletti, Dott.ssa Elisa Martinelli, Dott.ssa Sila Motella

Correlatore di tesi di Laurea Triennale in Scienze dei Beni e delle Attività Culturali, Università degli Studi dell'Insubria (A.A. 2010-2011):

Marra S. *L'insediamento di Isola Santa (Lucca, Carregine)*. *Studio dei macroresti vegetali*.

Relatore: Prof. Lanfredo Castelletti

Correlatore: Dott.ssa Elisa Martinelli

RINGRAZIAMENTI - ACKNOWLEDGEMENTS

I miei primi ringraziamenti sono per Alessandro Michetti, che mi ha “accolta” con fiducia nel suo gruppo di ricerca da neolaureata e mi ha poi guidato e motivato con entusiasmo per anni, aiutandomi a crescere scientificamente e ad ampliare i miei punti di vista, rimanendo sempre capace di coniugare professionalità e umanità.

I'm deeply indebted to Willy Tinner, Daniele Colombaroli and all scientists and students of the “palaeogroup” working at *Institute of Plant Sciences - University of Bern*: without your teaching and assistance, always accompanied by kindness and warmth, I couldn't learn and understand a new fascinating discipline, and also take part, even if only for few months, of a lot of little “secrets” that make your research group special.

I'm sincerely grateful to Adrian Gilli of *ETH - Geological Institute of Zürich* for the help during laboratory work and for precious discussions on my data.

Desidero ringraziare Lanfredo Castelletti, che da subito ha saputo cogliere in me entusiasmo, impegno e attitudine per la ricerca scientifica, e Sila Motella, che mi ha aiutata a raggiungere il migliore dei risultati all'inizio della mia “carriera” universitaria con la tesi di laurea magistrale. Ringrazio ricercatori e tirocinanti del Laboratorio di Archeobiologia che mi hanno supportato con sincerità.

Sono grata a Eleonora Mazzola, che si è rivelata una volenterosa ed entusiasta tesista e che ha messo a disposizione i risultati delle sue ricerche per i confronti con i miei.

Ringrazio poi i compagni di lavoro (e naturalmente non solo di lavoro) dell'Insubria, in rigoroso ordine alfabetico, Andrea, Benedetta, Bob, Francesca, Franz, Livio, Lucia e Silvia, e Fabio Brunamonte per le costruttive discussioni sui miei dati e l'apprezzamento per il mio lavoro.

I thank our foreign guests Diana, Magda, Nicole and Rifka, who brought with them not only their scientific knowledge, but also pleasantness and cheerfulness.

Ringrazio tutta la mia famiglia che con grandi e piccole cose mi ha supportato anche in questa esperienza, permettendomi di raggiungere questo risultato.

Un grande grazie va ad Ari, Ale, Manu e Marta, amiche vere: avete saputo esserci anche quando non c'eravate perché lontane.

Dulcis in fundo, un enorme ringraziamento va ad Andrea, che con la sua insostituibile e indispensabile presenza mi ha permesso di realizzarmi professionalmente oltre che come donna, da molti anni e, ne sono sicura, per molti altri ancora.