

Il Tardoglaciale: suddivisione stratigrafica, evoluzione sedimentaria e vegetazionale nelle Alpi e in Pianura Padana

Cesare RAVAZZI

Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Consiglio Nazionale delle Ricerche, via Pasubio 3/5, Dalmine (BG)
E-mail: cesare.ravazzi@idpa.cnr.it

RIASSUNTO - *Il Tardoglaciale: suddivisione stratigrafica, evoluzione sedimentaria e vegetazionale nelle Alpi e in Pianura Padana* - Viene presentato un quadro dell'evoluzione paleoambientale nel Tardoglaciale (19-11,5 mila anni cal. BP) sul versante meridionale delle Alpi e in Pianura Padana. Dopo il ritiro dei ghiacciai dagli anfiteatri pedemontani e dai grandi laghi prealpini, nella prima parte del Tardoglaciale si susseguirono fasi di stazionamento e di riavanzata entro le vallate alpine, accompagnate da una intensa evoluzione dei fondovalle e dei versanti in ambiente paraglaciale. In questo intervallo la vegetazione forestale era limitata alle aree stabili del settore pedemontano, agli anfiteatri deglaciatati in corso di colonizzazione e alle aree prossimali della pianura, mentre i settori distali dei megacoonoidi erano in attiva aggradazione. Con l'inizio (14,5 ± 0,2 mila anni cal BP) dell'interstadio di Bølling-Allerød, le foreste avanzarono rapidamente fino a 1700-1800 metri. Gli effetti del riscaldamento sono rilevabili da un aumento di produttività dei sistemi lacustri e palustri nelle Alpi. Nella seconda parte dell'interstadio si diffusero latifoglie termofile. Il culmine di quest'ultima fase coincise con la deposizione del Laacher See Tephra (13-12,9 mila anni cal. BP) e precedette di due secoli l'inizio del Dryas recente, che pertanto appare sincrono con il Centro-Europa. Gli effetti del Dryas recente nel bacino padano sono riconducibili a condizioni climatiche continentali quasi semiaride, con stagioni molto contrastate.

SUMMARY - *Late Glacial: stratigraphy, sedimentary evolution and vegetation history in the Alps and the Po Plain* - The palaeoenvironmental evolution of the southern side of the Alps, their foreland and the Po plain during the Lateglacial, i.e. the interval following the global Last Glacial Maximum between 19 and 11.5 ka cal BP, is provided. After the major glaciers retreat from the pedemontane amphitheatres and the great pre-alpine lakes, glacial advances mostly occurred during the first part of the Lateglacial and before the Bølling-Allerød interstadial, when forest vegetation was limited to the foreland and the external belt of Pre-Alps, and did not enter the inner valleys, still subjected to intense paraglacial evolution. The onset of the Bølling-Allerød interstadial, dated 14.7-14.3 ka cal BP, allowed the treeline to reach 1700-1800 m a.s.l., promoted productivity in the lacustrine and palustrine systems, and peat formation commenced up to an altitude of 1800 m a.s.l. The second part of this interstadial is marked by the expansion of thermophilous broad-leaved trees, the peak of which coincided with the deposition of the Laacher See Tephra in Lago Piccolo di Avigliana, dated 13 or 12.9 ka cal BP, and anticipated the beginning of the Younger Dryas by about two centuries. The YD onset, therefore, appears to be synchronous in Northern Italy and Central Europe. The YD in the Po Plain appears to have been characterized by continental dry climate, close to the semiarid regime, with strong seasonal contrast.

Parole chiave: stratigrafia, Tardoglaciale, storia della vegetazione, Alpi, Dryas recente, Pianura Padana
Key words: stratigraphy, Lateglacial, vegetation history, Alps, Younger Dryas, Po Plain

1. INTRODUZIONE

La parte finale dell'ultima glaciazione (tra 20 e 11,5 mila anni cal BP) è uno dei momenti più importanti della storia del paleoambiente alpino e padano, durante il quale si impostano i biomi che hanno caratterizzato l'ambiente naturale durante il presente interglaciale, prima delle modificazioni antropiche.

Durante questo intervallo, che dura circa 8 millenni, si sono succeduti eventi brevi e bruschi e il paesaggio

dell'Italia settentrionale si è via via diversificato. È perciò importante disporre di una cronologia raffinata che consenta di svolgere correlazioni tra eventi climatici a scala regionale.

Il presente contributo intende presentare un quadro cronostratigrafico dell'evoluzione glaciale e vegetazionale delle Alpi italiane e del bacino padano, basato sulle più recenti acquisizioni (anno 2006) fornite da successioni polliniche ad alta risoluzione di recente studio, datate con la cronologia radiometrica. La loca-

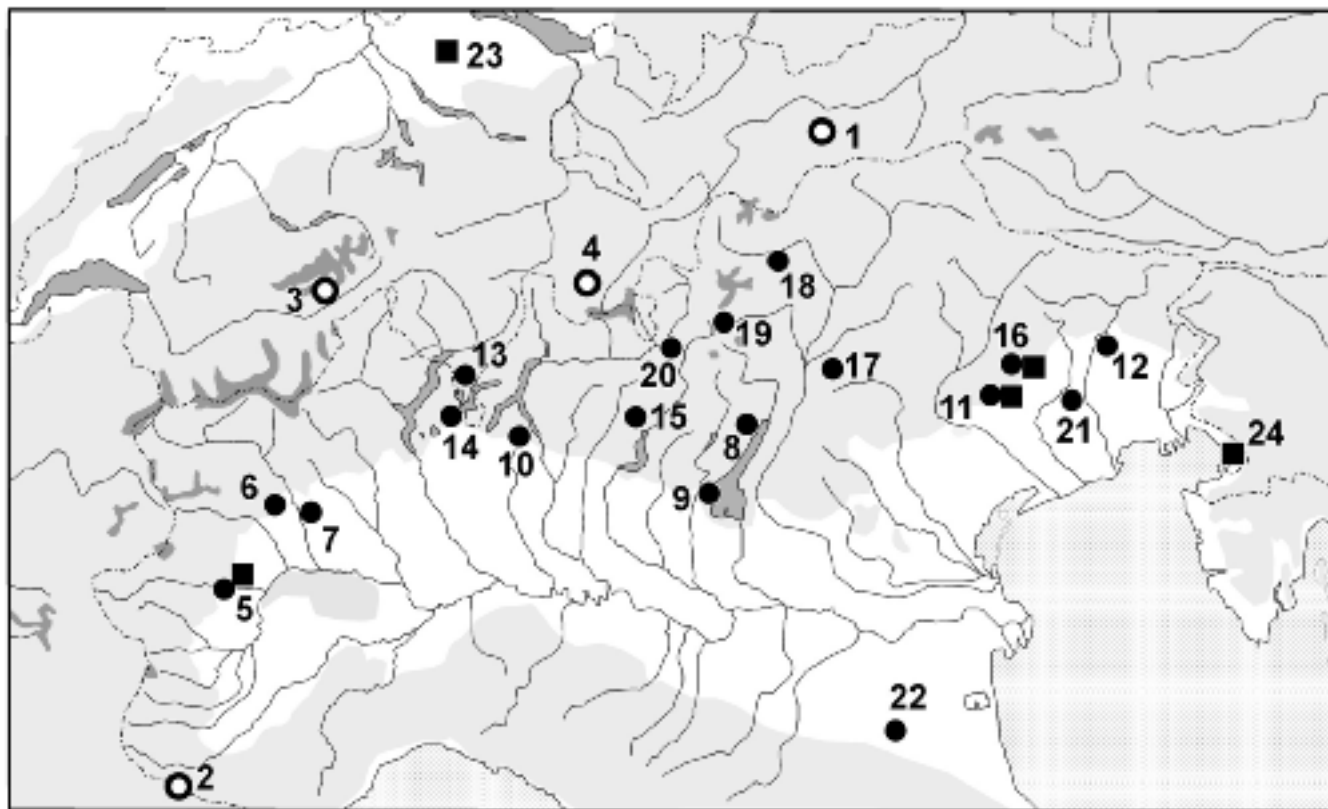


Fig. 1 - Ubicazione geografica delle località citate nel testo. Sono stati scelti i siti di maggiore rilevanza per la storia del Tardoglaciale delle Alpi Italiane e della Pianura Padana, in quanto dotati di una cronologia radiometrica o cosmogenica affidabile. Area in grigio chiaro: rilievo oltre i 200 m s.l.m. **Cerchi vuoti:** siti di interesse paleoglaciale. 1. Gschnitz (Ivy-Ochs *et al.* 2006); 2. Argentera (Federici *et al.* 2006); 3. Aletschgletscher (Kelly *et al.* 2004). 4. Julier Pass (Ivy-Ochs *et al.* 1999). **Cerchi pieni:** successioni lacustri, fluviali e di torbiera. 5. Lago Piccolo di Avigliana (Schneider 1998; Finsinger *et al.* 2006); 6. Lago di Alice Superiore (Schneider 1978); 7. Lago di Viverone (Schneider 1978); 8. Lago di Ledro (Beug 1964); 9. Lago Lucone (Valsecchi *et al.* 2006); 10. Lago di Annone (Wick 1996); 11. Laghi di Revine (Casadoro *et al.* 1976; Friedrich *et al.* 1999); 12. Lago di Ragogna (Wick 2006); 13. Lago di Origlio (Tinner *et al.* 1999); 14. Lago di Ganna (Schneider & Tobolski 1985); 15. Paleolago e torbiera di Cerete (Orombelli & Ravazzi 1995); 16. Paleolago / torbiera di Palughetto di Cansiglio (Avigliano *et al.* 2000; Vescovi 2007); 17. Lago di Lavarone (Arpenti inedito); 18. Totenmoos (Heiss *et al.* 2005); 19. Torbiera del Passo del Tonale (Gehrig 1997); 20. Paleolago / torbiera del Pian di Gembro (Pini 2002); 21. Depositi fluviali e di torbiera di Bannia (Donegana *et al.* 2005); 22. Depositi fluviali di Bubano (Ravazzi *et al.* 2006). **Quadrati:** siti di interesse dendrocronologico e speleotemi. 5. Avigliana (Friedrich *et al.* 1999); 11. Revine (Kromer *et al.* 1998); 16. Palughetto di Cansiglio (Friedrich, Kromer, Talamo, in corso); 23. Dätttau, Svizzera (Friedrich *et al.* 2001); 24. Grotta Savi (Frisia *et al.* 2005).

Fig. 1 - Location map. The sites shown are those which have the most accurate radiometric and cosmogenic isotope dating for the Lateglacial, and, therefore, allow the best reconstruction for the Lateglacial history in Nord Italy (Alps and Po Plain). The light-grey shading shows areas with an elevation >200 m above sea level. **Hollow circles:** sites of glaciological interest: 1. Gschnitz (Ivy-Ochs *et al.* 2006); 2. Argentera (Federici *et al.* 2006); 3. Aletschgletscher (Kelly *et al.* 2004). 4. Julier Pass (Ivy-Ochs *et al.* 1999). **Full circles:** lacustrine, fluvial and peat successions. 5. Lago Piccolo di Avigliana (Schneider 1998; Finsinger *et al.* 2006); 6. Lago di Alice Superiore (Schneider 1978); 7. Lago di Viverone (Schneider 1978); 8. Lago di Ledro (Beug 1964); 9. Lago Lucone (Valsecchi *et al.* 2006); 10. Lago di Annone (Wick 1996); 11. Laghi di Revine (Casadoro *et al.* 1976; Friedrich *et al.* 1999); 12. Lago di Ragogna (Wick 2006); 13. Lago di Origlio (Tinner *et al.* 1999); 14. Lago di Ganna (Schneider & Tobolski 1985); 15. Cerete (Orombelli & Ravazzi 1995); 16. Palughetto di Cansiglio (Avigliano *et al.* 2000; Vescovi, 2007); 17. Lago di Lavarone (Arpenti inedito); 18. Totenmoos (Heiss *et al.* 2005); 19. Passo del Tonale (Gehrig 1997); 20. Pian di Gembro (Pini 2002); 21. Bannia (Donegana *et al.* 2005); 22. Bubano (Ravazzi *et al.* 2006). **Squares:** sites of chronostratigraphic interest, including speleothem sites. 5. Avigliana (Friedrich *et al.* 1999); 11. Revine (Kromer *et al.* 1998); 16. Palughetto di Cansiglio (Friedrich, Kromer, Talamo, in corso); 23. Dätttau, Svizzera (Friedrich *et al.* 2001); 24. Grotta Savi (Frisia *et al.* 2005).

lizzazione dei siti impiegati nella ricostruzione stratigrafica è indicata nella figura 1.

Le date sono sempre espresse in età calendario, calibrate secondo Stuiver & Reimer (1986-2005) e indicate come anni cal BP. In pochi casi vengono riportate anche età radiocarbonio (indicate come anni ^{14}C BP).

2. IL TARDOGLACIALE: LIMITI E SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA

Il termine Tardoglaciale – che è una traduzione dell'inglese *Lateglacial* – indica il complesso di eventi che hanno caratterizzato la transizione climatica tra l'ultima culminazione glaciale dell'ultima glaciazione e l'inizio dell'interglaciale attuale, cioè dell'Olocene.

Il limite cronostratigrafico superiore del Tardoglaciale è definito in maniera precisa e univoca da un brusco e vistoso aumento della temperatura globale, ben riconoscibile in quasi tutti gli archivi naturali dell'emisfero nord del pianeta, datato 11.570 anni cal. BP nelle successioni di anelli degli alberi dell'Europa centrale (Friedrich *et al.* 1999) e 11.600 \pm 240 anni cal. BP (GISP2) ovvero 11.550 \pm 90 (GRIP) nelle successioni di ghiaccio (Dansgaard *et al.* 1989). L'età radiocarbonica corrispondente (10.000 anni ^{14}C BP) è stata assunta come limite cronostratigrafico per il Pleistocene/Olocene nella scala del tempo geologico internazionale (Gradstein *et al.* 2004).

Al contrario, il limite inferiore del Tardoglaciale non è segnato da un episodio climatico altrettanto brusco ed evidente con cui far iniziare l'ultima deglaciazione del Pleistocene. Inoltre, è ben noto che l'ultima deglaciazione non è avvenuta con modalità sincrone nelle diverse aree glacializzate del Pianeta. Attualmente sono in uso tre diversi limiti inferiori per il Tardoglaciale (Fig. 2):

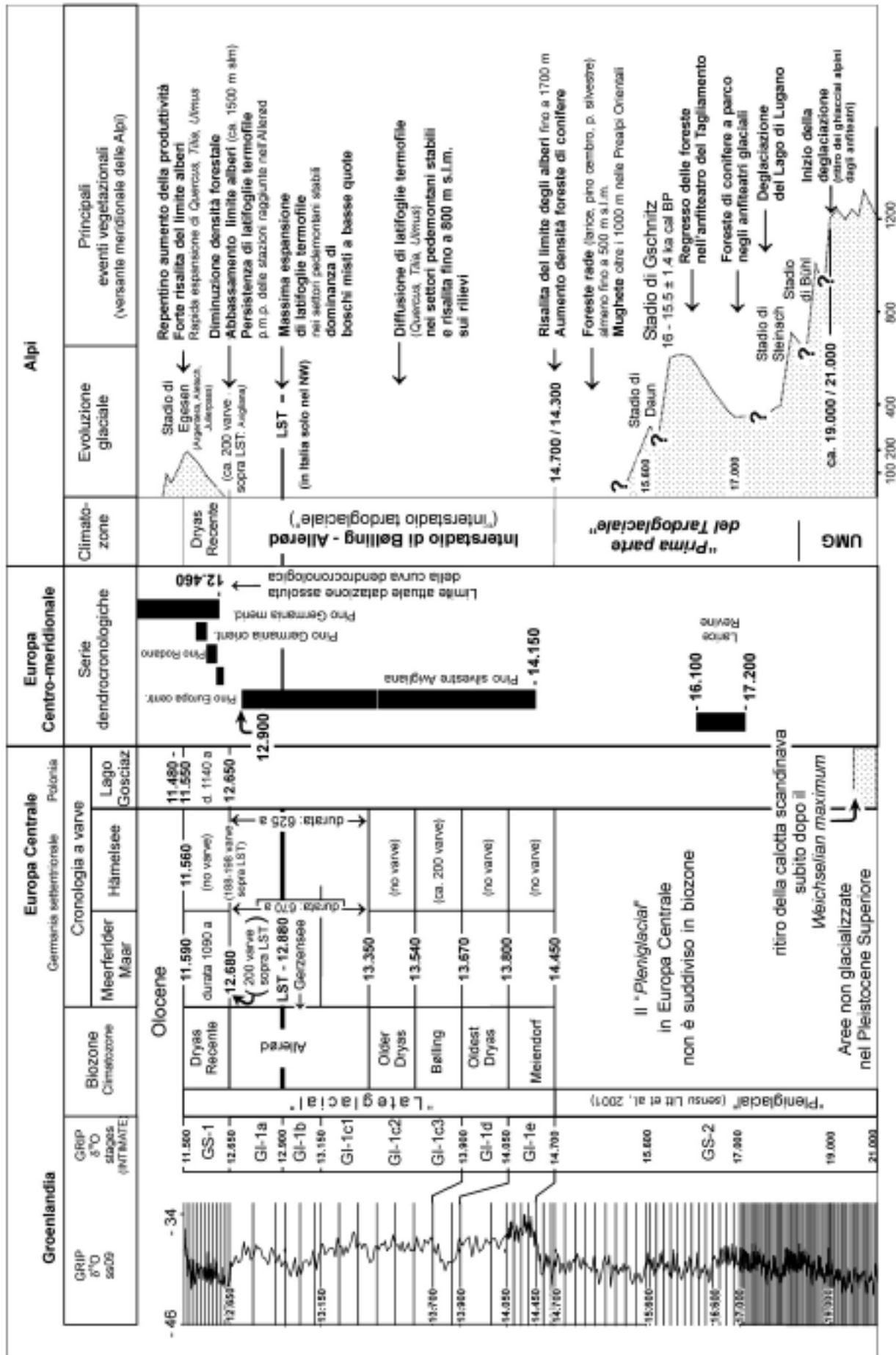
- (i) il brusco miglioramento climatico posto a 14,7 mila anni cal. BP nel record isotopico della carota GRIP, che segna l'inizio del GI-1 (Greenland interstadial 1), e a circa 12.400 anni ^{14}C nelle successioni lacustri dell'Europa centro-occidentale, che denotano l'inizio dell'interstadiale Bølling-Allerød. Con questa accezione è stato usato ad esempio da Johnsen *et al.* (1997), Lowe & Walker (1997), Litt *et al.* (2003);
- (ii) il primo gradino di risalita della curva glacioeustatica del livello del mare, cioè l'inizio della deglaciazione a scala globale, ovvero il termine dell'Ultimo Massimo Glaciale globale (UMG, *Last Glacial Maximum*), posto a 18-19 mila anni cal. BP (Lambeck *et al.* 2002);
- (iii) l'inizio della deglaciazione in una specifica area glacializzata.

Adottando il criterio (iii), basato sull'età della deglaciazione locale, si hanno diverse età per l'inizio del Tardoglaciale: ad esempio, 15,8-14,4 mila anni cal. BP in Scozia (Birnie *et al.* 1993) e 17,5 mila anni cal. BP in Svizzera (Preusser *et al.* 2003; Preusser 2004). D'altra parte, il miglioramento climatico che segna l'inizio del GI-1 (14,7 mila anni cal. BP) posticipa di quasi 4 millenni il termine dell'UMG globale. Nel presente lavoro si preferisce impiegare il criterio (ii), che fissa l'inizio del Tardoglaciale al termine dell'UMG globale, come indicato da Orombelli *et al.* (2005).

Per quanto riguarda la suddivisione del Tardoglaciale nell'Emisfero Nord, è noto che la ripartizione impiegata in Europa centro-settentrionale fin dagli anni '30 era basata su criteri biostratigrafici, soprattutto sull'identificazione di zone polliniche, distinte sulla base delle trasformazioni subite dalla vegetazione sotto la pressione dei cambiamenti climatici e dei fattori ecologici (Jessen 1935). Poiché i limiti delle zone polliniche sono spesso tempo-transgressivi (vedi § 3), Mangerud *et al.* (1974) proposero una suddivisione in cronozone, che impiegava limiti arbitrariamente basati su età ^{14}C multiple di 1000 o 500, ma che utilizzava gli stessi nomi assegnati a suo tempo alle zone polliniche (Mangerud *et al.* 1974). Negli ultimi vent'anni questa cronozonazione è stata abbandonata in favore di una divisione climatostratigrafica basata su una successione di eventi climatici (Litt *et al.* 2003). I migliori archivi naturali continentali che registrano tali eventi devono essere caratterizzati dalla continuità stratigrafica, assenza di modificazioni post-deposizionali, alta risoluzione nella registrazione paleoclimatica e sensibilità alla variabilità inter e intra-annuale. Questi archivi sono le successioni lacustri (con i dati *proxy* costituiti da polline, isotopi stabili dell'ossigeno, varve, cronologia radiometrica), le calotte di ghiaccio (con i seguenti *proxy*: isotopi stabili dell'ossigeno e dell'idrogeno sull'acqua e i gas imprigionati, polveri, strati annuali di ghiaccio), le serie dendrocronologiche (isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio, cronologia radiocarbonica, anelli annuali del legno) e gli speleotemi (isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio, isotopi radiogenici, cronologia radiometrica, lamine di crescita annuale, elementi in traccia, luminescenza UV attivata da molecole organiche).

Il confronto tra gli archivi dell'Europa centro-occidentale e settentrionale evidenzia una successione di eventi sostanzialmente sincroni (Litt *et al.* 2003, Fig. 2), anche se le stime di temperatura media e precipitazioni forniscono differenze regionali connesse con la circolazione atmosferica e forti gradienti causati dall'influenza della calotta glaciale della Fennoscandia di spessore chilometrico (Lowe *et al.* 1994).

L'applicazione di questi criteri di divisione stratigrafica alle Alpi e alla Pianura Padana richiede una breve analisi storica.



3. LO SVILUPPO STORICO DELLE RICERCHE STRATIGRAFICHE: DALLE ZONE TEMPO-TRASGRESSIVE ALLE UNITÀ CLIMATOSTRATIGRAFICHE

La storia oramai secolare della ricerca paleoecologica sul Tardoglaciale è stata condizionata da una visione nordica, dovuta prima alla formulazione, tra gli anni '30 e '50 (Jessen 1935; Iversen 1954), della classica zonazione pollinica tardoglaciale tra la Danimarca, la Germania settentrionale e la Svezia tra 14,5 e 11,5 mila anni cal. BP (Oldest Dryas, Bølling, Older Dryas, Allerød, Younger Dryas), alla sua ridefinizione in cronozona (Mangerud *et al.* 1974) e, di recente, alla sua reinterpretazione climatostratigrafica nelle carote di ghiaccio in Groenlandia (Walker 1999; Walker *et al.* 1999; Fig. 2).

Il modello classico nord-europeo non è stato applicato direttamente all'area circumalpina, ove, a partire dagli anni '50, è entrata nell'uso una diversa biozonazione pollinica regionale (Firbas 1954). La correlazione tra la biozonazione nordica e circumalpina ha evidenziato diverse difficoltà nomenclaturali e sostanziali, solo in parte oggi risolte. Due problemi sostanziali sono l'età della deglaciazione e il carattere tempo-trasgressivo di molte biozone. Essi vengono esaminati qui di seguito, mentre alcuni aspetti nomenclaturali saranno esaminati più avanti.

3.1. Età della deglaciazione

Il ritiro dei ghiacciai alpini dai loro anfiteatri è datato tra 21 e 18 mila anni cal. BP (Ivy-Ochs *et al.* 2004; van Husen 2004; Monegato *et al.* in revisione), e si sa che i principali laghi prealpini erano già sgombri dai ghiacciai circa 17,5 mila anni cal. BP (Lister 1988; Niessen & Kelts 1989). In alcuni bacini situati nelle aree pedemontane alpine e nella Pianura Padana la sedimentazione non si è mai interrotta dopo il termine dell'UMG (Wick 2006; Pini *ined.*). Perciò, tra l'inizio della deglaciazione alpina e l'inizio dell'interstadiale Bølling-Allerød (Interstadiale tardoglaciale, Ravazzi 2003) corrono circa 3500 anni, che sono tuttora privi di una qualsiasi sistemazione cronostratigrafica. Durante questa fase il versante transalpino settentrionale rimase totalmente privo di vegetazione forestale e sinora è stato possibile distinguere solo sottozone polliniche basate sulla vegetazione erbacea pioniera, steppica e camefitica (legnosa nana) che vi allignava (Gaillard 1984; Ammann *et al.* 1989). In assenza di criteri biostratigrafici, la zona pollinica basale descritta da Firbas (1954) nella sequenza palinostratigrafica centro-europea del Tardoglaciale (l'Oldest Dryas) è stata estesa fino alla base delle successioni lacustri nei bacini originati a seguito della deglaciazione alpina (Ammann *et al.* 1989). In realtà, una biozona delimitata inferiormente su base

← Fig. 2 - Schema della stratigrafia climatica del Tardoglaciale, dei principali vincoli cronologici disponibili e degli eventi vegetazionali documentati sul versante sud delle Alpi. Sono illustrate: la stratigrafia isotopica GRIP (Johnsen *et al.* 1997; le barre orizzontali indicano intervalli di 100 anni); la cronologia e la suddivisione stratigrafica proposta da INTIMATE (cronologia di Björck *et al.* 1998); la cronologia e la stratigrafia delle successioni varvate dell'Europa centrale (cronologia di Litt *et al.* 2001); le serie dendrocronologiche (cronologia di Friedrich *et al.* 2001, 2004) e la successione di stadi glaciali definiti nelle Alpi su base paleoglacologica (Maisch 1982; Ivy-Ochs *et al.* 2006). Si sottolinea che le climatozone sono definite sulla base di biozone polliniche, la cui definizione non corrisponde ai criteri tempo-trasgressivi comunemente impiegati per la definizione di "zone polliniche di associazione". Si tratta invece di zone polliniche di abbondanza, i cui limiti fanno riferimento alle variazioni nelle proporzioni tra i tipi dominanti, causate da variazioni della paleoproductività. Si noti inoltre che l'Oldest Dryas (Dryas più antico) è inteso come un episodio di breve durata all'interno dell'interstadiale di Bølling-Allerød, non ancora individuato con certezza sul versante meridionale delle Alpi. L'individuazione di stadi glaciali è basata sul calcolo dell'abbassamento della ELA, cioè della linea di equilibrio dei ghiacciai, proprio di ciascuno stadio, e dei rapporti stratigrafici tra i depositi riferibili a ciascuno di essi.

*Fig. 2 - Scheme showing the climatostratigraphy for the Lateglacial, with the main chronological markers and vegetation "events" for the southern watershed of the Alps. The GRIP isotope stratigraphy (Johnsen *et al.* 1997; horizontal bars mark 100-year intervals), the dendrochronological series (Friedrich *et al.* 2001, 2004) and the succession of the glacial stages as defined in the Alps on the basis of palaeoglaciological data (Maisch 1982; Ivy-Ochs *et al.* 2006) are shown. It is here stressed that the climatic zones have been defined on the pollen biozones, whose definition does not correspond to time transgressive criteria which are commonly used for the definition of "association pollen zones". By contrast, the pollen biozones here used are abundance zones, whose limits were defined on the basis of the variability in the proportion of dominant species which are caused by variations in the palaeoproductivity. It must be noted that the Oldest Dryas is here considered a short-lived episode within the Bølling-Allerød interstadial, and it has not as yet been recognized with certainty on the southern watershed of the Alps. The recognition of the glacial stages is based on the calculation of the downward shift of the ELA in each stadial, and on the stratigraphic relationships between the deposits of each of them.*

litostratigrafica non è accettabile in base al Codice Internazionale di Stratigrafia (Salvador 1994). Il suo impiego va pertanto evitato e deve essere fatto uno sforzo per giungere a una nuova biozonazione della prima metà del Tardoglaciale.

3.2. Tempo-trasgressività delle biozone

È noto che la dinamica della vegetazione dipende solo in parte da fattori climatici: processi come la migrazione e l'espansione delle popolazioni forestali possono richiedere millenni, anche in assenza di perturbazioni climatiche. Si veda, ad esempio, la storia relativa alla diffusione dell'abete rosso nelle Alpi, oggetto di vari studi recenti (Ravazzi 2002; Ravazzi & Pini 2002; Van der Knaap *et al.* 2005; Latalova & Van der Knaap 2006). In breve, l'abete rosso iniziò la sua migrazione circa 14 mila anni fa nelle Prealpi sud-orientali e, avanzando verso ovest, invase progressivamente l'intero arco alpino. In una parte delle Alpi Marittime l'abete rosso arrivò dopo l'età romana, e, in alcuni territori, fino ad oggi non è ancora giunto. Per queste ragioni, la maggior parte delle zone polliniche di associazione, basate sull'espressione di processi ecologici, è tempo-trasgressiva e insoddisfacente per le finalità di correlazione cronostatigrafica (Mangerud *et al.* 1974).

Un diverso approccio nella suddivisione in zone polliniche di abbondanza, basato sulla valutazione della paleoproduttività, può altresì consentire di riconoscere gli effetti di eventi climatici anche brevi e abrupti e di dimostrarne il sincronismo in successioni a risoluzione annuale (Litt *et al.* 2001, 2003). Questa procedura richiede un presupposto: poiché la produzione pollinica dipende dalle condizioni climatiche stagionali e dal numero di individui (cioè dalla loro biomassa), livelli stratigrafici caratterizzati dalla brusca espansione di una popolazione di una specie, già presente in una data località, ma limitata, nella sua capacità di espansione, da fattori climatici, possono segnalare con precisione un evento di natura climatica. L'incremento di una popolazione forestale può dunque tradursi in un processo esponenziale che può essere ricostruito tramite modelli (Magri 1994). Tali criteri consentono di impiegare le curve polliniche come *proxy* per l'individuazione di variazioni climatiche. I risultati di questa analisi possono essere testati mediante indagini multistratigrafiche, ad esempio correlando serie polliniche con serie di isotopi stabili dell'ossigeno e con serie di chironomidi dallo stesso sito (Magny *et al.* 2006). Infine, il confronto tra diversi parametri paleoclimatici fornisce la base per la delimitazione di unità climatostratigrafiche (Walker *et al.* 1999; Ravazzi 2003), le quali saranno impiegate nel presente lavoro. Si noti che il segnale pollinico delle popolazioni forestali, con le precisazioni sopra discusse, fornisce un criterio importante per la suddivisione climatostratigrafica.

Di conseguenza, nei territori privi di alberi e/o di arbusti, l'individuazione di eventi climatici su base palinologica è più difficile. Durante l'Ultimo Massimo Glaciale e la prima metà del Tardoglaciale, il versante nord-alpino rimase privo di vegetazione forestale (Amman *et al.* 1992), mentre numerose specie sopravvissero al margine meridionale delle Alpi (Ravazzi *et al.* 2004). Non sorprende quindi che le vicende biostratigrafiche relative a questo intervallo di tempo siano più articolate a sud delle Alpi.

4. LA PRIMA PARTE DEL TARDOGLACIALE

4.1. L'evoluzione glaciale e paraglaciale delle valli alpine

Dopo il collasso dei ghiacciai alpini nei settori di anfiteatro e dei grandi laghi (da 21 a 17,5 mila anni cal. BP) si sono verificate riavanzate e stazionamenti, indicati come "stadi tardoglaciali", che hanno dato luogo ad apparati di deposizione glaciale via via più arretrati nelle valli alpine. Maisch (1982) distingue nelle Alpi svizzere interne, gli stadi Bühl, Steinach, Gschnitz, Clavadel, Daun, Egesen (Fig. 2). La loro collocazione cronologica è problematica, perché la mancanza di vegetazione legnosa rende molto difficile la datazione radiocarbonica. Lo stadio di Gschnitz è stato datato nell'area tipo (presso Innsbruck, Austria) con il metodo del ^{10}Be a $16-15,5 \pm 1,4$ ka cal. BP e correlato con lo Heinrich Event 1 da Ivy-Ochs *et al.* (2006). Questi dati smentiscono una precedente proposta di correlazione con l'Oldest Dryas a 13,7 mila anni cal. BP, ottenuta presumendo che un lungo intervallo di tempo intercorresse tra gli stadi di Steinach e di Gschnitz (Van Husen 2004). Morene frontali correlate con questo stadio sono ampiamente distribuite sul versante alpino settentrionale, a una quota di 800-1200 m s.l.m., mentre l'altitudine della linea di equilibrio (ELA) è situata a 1900-2000 m s.l.m. (van Husen 1977).

È stata proposta una correlazione tra lo stadio di Daun e la climatozona Older Dryas (van Husen 2004). Quest'ultimo, secondo Friedrich *et al.* (2001), è un evento di durata dendrocronologica di soli 20-25 anni, quindi troppo breve, se confrontato con il tempo di risposta di un grande ghiacciaio alpino. Viceversa, secondo Litt *et al.* (2001), la durata dell'Older Dryas è di 190 anni. Secondo Ivy-Ochs *et al.* (2006), invece, lo stadio di Daun precede l'inizio dell'interstadio di Bølling-Allerød. Mancando tuttora le datazioni radiometriche, possiamo collocare il Daun tra 15,5 mila anni cal. BP e l'inizio del Dryas recente.

Il successivo stadio di Egesen è stato datato con il metodo del ^{10}Be e quindi correlato con il Dryas recente e la prima metà del Preboreale, sia nelle Alpi svizzere che in quelle italiane occidentali (Ivy-Ochs *et al.* 1999; Kelly *et al.* 2004; Federici *et al.* 2006).

Questi dati indicano che gli stadi precedenti il Daun si collocano nella prima parte del Tardoglaciale, prima dell'inizio del Bølling. Inoltre, testimoniano che già 16-15,5 mila anni fa, le principali valli alpine e i versanti esposti a mezzogiorno fino a oltre 2000 m s.l.m., non interessati da circhi, erano sgombri da ghiaccio. D'altra parte, durante tutta la prima parte del Tardoglaciale che precede l'interstadio di Bølling-Allerød, la vegetazione forestale presentava una copertura trascurabile all'interno delle vallate oltre i 500 m s.l.m. (Pini 2002; Heiss *et al.* 2005). Da questo quadro emerge, dunque, che per alcune migliaia di anni, tra la deglaciazione del settore interno delle vallate (18-16 mila anni cal BP) e l'interstadio di Bølling-Allerød (14,7-14,3 mila anni cal. BP), gran parte delle Alpi rimase in condizioni paraglaciali, soggetta, cioè, a importanti processi di redistribuzione, rimaneggiamento e aggiustamento di ingenti masse di sedimento. Questa intensa attività, condizionata dalla persistenza dell'attività glaciale a monte, riguardò sia il fondovalle (aggradazione di ambienti fluvioglaciali, alluvionali, deltizi e lacustri, talora seguita da rapida incisione nei bacini sospesi sulle valli principali) che il riequilibrio dei versanti (frane catastrofiche, *sackungen*, *talus*, rimaneggiamento di depositi glaciali).

4.2. La vegetazione forestale del margine alpino e l'oscillazione di Ragogna

La persistenza di conifere (*Larix decidua*, *Pinus sylvestris*, *Pinus mugo*, *Pinus cembra*, *Picea abies*, *Juniperus* sp.) e di alcune latifoglie (*Betula alba*, *B. pubescens*, *Alnus viridis*, *Hippophaë rhamnoides*, *Salix* sp. div., *Rhamnus* sp.) al termine dell'UMG in Pianura Padana e al margine alpino orientale è sostenuta da macroresti e da dati palinologici quantitativi datati con il ¹⁴C (Casadoro *et al.* 1976; Ravazzi *et al.* 2004; Monegato *et al.* in revisione). Nelle Prealpi orientali è stato stimato un limite degli alberi (incl. *Pinus mugo*) intorno a 700-800 m s.l.m. (Ravazzi *et al.* 2004). Bisogna però considerare che questo valore si riferisce a condizioni teoriche riscontrabili su superfici stabili, ma che in realtà vaste aree erano soggette all'attività di processi di demolizione e deposizione. D'altra parte, il tasso di afforestamento (*AP*, *Arboreal Pollen*) rilevato nelle successioni polliniche (*AP*= 30-50%) non è compatibile con l'esistenza di foreste, ma piuttosto suggerisce che nelle aree stabili fossero presenti formazioni a parco, caratterizzate da alberi distanziati, boscaglie e arbusteti xerofili, in rapporto ecotonale con steppe (a dominanza di Gramineae, Compositae, Polygonaceae) e semideserti ad *Artemisia*. Tra i fattori limitanti l'addensamento della vegetazione forestale vi era indubbiamente un'elevata frequenza di incendi, testimoniata da concentrazioni elevate di microcarbone (Avigliano *et al.* 2000; Pini 2002; Vescovi 2007).

Nelle aree di anfiteatro liberate dai ghiacciai è evidente un progressivo aumento del tasso di afforestamento fin dalla prima parte del Tardoglaciale, cioè un addensamento della vegetazione forestale pioniera nell'area deglaciatata. Intorno a 18 mila anni fa, nell'anfiteatro di Avigliana (Torino) erano presenti formazioni a betulle, larice e ginepro (Lago Piccolo di Avigliana: Finsinger *et al.* 2006), e sui margini laterali dell'anfiteatro di Ivrea vi erano boscaglie a ontano verde, *Salix* sp. e larice, mentre veri e propri lariceti erano insediati nella zona del Lago di Viverone (Schneider 1978). Negli anfiteatri più a est, intorno a 17,5-16,5 mila anni cal. BP, crescevano formazioni a larice e pino mugo (anfiteatro del Garda, Lago di Ledro: Beug 1964; Lago Lucone: Valsecchi *et al.* 2006), e pinete a bassa copertura e larici-cembreti negli anfiteatri dell'Adda (Lago di Annone: Wick 1996). Nell'anfiteatro di Vittorio Veneto, tra 17,2 e 16,1 mila anni cal. BP, era insediata una foresta a parco di larice, con pino silvestre e pino mugo (Laghi di Revine: Casadoro *et al.* 1976; Kromer *et al.* 1998; Friedrich *et al.* 1999, Fig. 2), e nell'anfiteatro del Tagliamento erano presenti larici-cembreti (Lago di Ragogna: Wick in Monegato *et al.* in revisione).

Nella successione lacustre di Ragogna, all'espansione della foresta a parco durante il primo Tardoglaciale seguì una fase di parziale arretramento (17 a 15,6 mila anni cal. BP), che precedette l'inizio dell'interstadio di Bølling-Allerød. È verosimilmente databile al medesimo contesto climatostratigrafico anche il seppellimento della foresta di Revine da parte di depositi di versante, avvenuto subito dopo 16.100 anni cal. BP. Questa interruzione della successione forestale pioniera degli anfiteatri può essere attribuita a una fase fredda, per la quale è stato recentemente indicato il nome di "oscillazione di Ragogna" (Monegato *et al.* in revisione). Di tale evento non abbiamo riscontro biostratigrafico sul versante settentrionale delle Alpi, né tantomeno nell'Europa centrale, ove a quel tempo non vi erano specie forestali. Si nota, tuttavia, un possibile sincronismo con lo Stadio di Gschnitz (Fig. 2).

Verso la fine del primo Tardoglaciale, formazioni a parco di pini (pino silvestre, pino cembro, pino mugo) erano insediate anche nel settore submontano delle Alpi centro-orientali, almeno fino a 500 m s.l.m. (Lago di Origlio, Mendrisiotto: Tinner *et al.* 1999; Lago di Ganna, Schneider & Tobolski 1985; Paleolago di Cerete, Prealpi Lombarde: Orombelli & Ravazzi 1995). Mughete estese in altitudine fino a oltre 1050 m di quota erano presenti nelle Prealpi venete, trentine e friulane (Paleolago di Palughetto, Cansiglio: Avigliano *et al.* 2000; Vescovi 2007; Lago di Lavarone: Arpentini, dati inediti). Purtroppo, non vi sono dati paleobotanici sulla vegetazione pioniera che presumibilmente occupava gli ambienti paraglaciali nei settori più interni delle Alpi.

5. L'INTERSTADIO DI BØLLING-ALLERØD

Negli archivi pollinici lacustri e palustri, dalla Pianura Padana fino a oltre 2000 m di altitudine nelle Alpi italiane, è ben rilevabile un brusco mutamento vegetazionale datato tra 12.260 e 12.400 anni ¹⁴C BP, ovvero 14,7-14,3 mila anni cal. BP. In assenza di dati dendrocronologici e varvologici a risoluzione annuale, l'incertezza associata al dato radiometrico e alla calibrazione non consente di dimostrare se gli eventi datati nei diversi siti siano esattamente sincroni tra loro e con analoghi eventi registrati in Europa centrale (Litt *et al.* 2003). Le date ¹⁴C sono statisticamente indistinguibili e quindi è possibile riferirle a un unico limite climatostratigrafico, che nel presente lavoro è indicato come inizio dell'interstadio di Bølling-Allerød. Di seguito si elencano gli eventi associati all'inizio dell'interstadio.

- i) Un forte aumento della paleoproduttività nei bacini lacustri-palustri, che segna l'inizio dell'accumulo di torba (*peat initiation*) e di altri sedimenti biogenici propri di acque lacustri aperte (*gyttja*) nella fascia montana e basso montana delle Alpi, fino a 1800 m s.l.m. (Avigliano *et al.* 2000; Pini 2002; Vescovi 2007). Contestualmente si osserva una brusca diminuzione della componente terrena e tassi di sedimentazione tra i più bassi (tipicamente 0,1-0,5 mm anno⁻¹) degli ultimi 18 mila anni. Queste condizioni sono state osservate anche nei laghi svizzeri durante l'interstadio Bølling-Allerød (Lister 1988).
- ii) Un brusco innalzamento del limite degli alberi, che si porta in qualche centinaio di anni a circa 1700 m s.l.m. Siti significativi sono Totenmoos, Val d'Ultimo (Heiss *et al.* 2005), e il Passo del Tonale, a nord del massiccio dell'Adamello (Gehrig 1997).
- iii) Un aumento della densità forestale e una diminuzione della frequenza di incendi, segnalati da valori del tasso di afforestamento oltre il 90% e da basse concentrazioni di microcarbone lungo tutto l'ampio *range* altitudinale compreso tra la Pianura Padana e oltre i 1350 m s.l.m. (sito di Pian di Gembro, Pini 2002). Le foreste pedemontane presentano composizione variabile, con dominanza di *Pinus sylvestris*, *Betula*, *Juniperus*, *Larix* nelle Alpi Occidentali (Finsinger *et al.* 2006) e di *Pinus sylvestris*, *Larix*, *Picea*, *Betula*, *Pinus mugo* nelle Alpi orientali (Vescovi 2007).

All'inizio dell'interstadio, le superfici prossimali più elevate dei megaconoidi, costruite dai principali fiumi alpini e dagli scaricatori glaciali del settore centro-occidentale padano durante l'UMG, risultano già inattive (Calderoni *et al.* 1996; Cremaschi & Marchetti 1995). Nel settore orientale (Tagliamento, Piave),

però, nonostante le superfici prossimali a maggiore inclinazione dei conoidi fluvio-glaciali siano state abbandonate e terrazzate, persiste l'aggradazione nei settori mediani e distali, come nel caso del Tagliamento e del Cellina (Avigliano *et al.* 2002; Fontana *et al.* 2004). In queste aree, ancora soggette alla divagazione di canali fluviali, abbondano le mughete (Donegana *et al.* 2005). Vi sono comunque differenze di comportamento anche tra corsi d'acqua adiacenti, in relazione alle caratteristiche dei bacini montani (Avigliano *et al.* 2002; Fontana *et al.* 2004). Nel settore friulano, il processo di incisione generalizzata dei megaconoidi è sostanzialmente riferibile all'inizio dell'Olocene (Avigliano *et al.* 2002).

Ai piedi dell'Appennino, la piana del Santerno è in attiva aggradazione ed è vegetata da pratelli effimeri pionieri su limi e sabbie, mentre la vegetazione fanerofitica (*Pinus sylvestris*, *Picea*, *Hippophaë*) interessa le limitate aree stabili (Ravazzi *et al.* 2006). Dunque, il settore medio-inferiore della Pianura Padana è caratterizzato da intensa aggradazione e da estese aree con vegetazione pioniera, mentre le aree stabili sono ricoperte da foreste di conifere e miste con betulle (*B. alba*, *B. pubescens* ?).

Nella seconda parte dell'interstadio, a partire da circa 13,5 mila anni cal BP, alcune latifoglie termofile (*Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Quercus* gr. *petraea-robur*, *Fraxinus excelsior*) si espandono sia nelle foreste della Pianura Padana che sui rilievi, formando boschi misti a dominanza più articolata in altitudine e per effetto di variazioni regionali edafiche e climatiche. Di seguito si riporta qualche esempio della composizione della copertura forestale, in ordine di dominanza nelle specie, stimata in base ai dati palinologici e macrobotanici: *Betula-Pinus sylvestris-Quercus* (margine pedemontano piemontese); *Pinus sylvestris-Betula-Larix-Quercus* (margine pedemontano lombardo); *Pinus sylvestris-P. mugo-Betula-Tilia* (margine pedemontano friulano); *Picea-Quercus-Tilia-Larix* (Prealpi Venete e Friulane, 1000 m s.l.m.).

Nella successione lacustre di Avigliana è stato individuato il Laacher See Tephra (LST), che cade nella fase di massima espansione delle latifoglie termofile (Finsinger *et al.* 2006). Il LST è datato 12.900 anni cal. BP sulla serie di varve del Meerfelder Maar (Litt *et al.* 2003) e 13.200-13.010 anni cal. BP in base a determinazioni radiocarboniche di precisione su serie dendrocronologiche (Friedrich *et al.* 1999).

In nessuno dei siti lacustri esaminati nel Nord Italia è stata sinora evidenziata la struttura fine dell'interstadio di Bølling-Allerød. Complice il basso tasso di sedimentazione e la mancanza di siti a varve, non sono stati evidenziati gli eventi brevi e abrupti che ne scandiscono la sequenza climatostratigrafica nelle carote di

ghiaccio in Groenlandia (GI-1d, GI1b; Walker *et al.* 1999) e nei laghi svizzeri (Aegelsee, Gerzensee; Lotter *et al.* 1992; Schwander *et al.* 2000). L'evento indicato nella letteratura classica come Older Dryas è stato individuato nelle serie dendrocronologiche di Avigliana e datato 14.100-14.120 anni cal. BP (Friedrich *et al.* 2001). Secondo Litt *et al.* (2001), invece, l'età di quel periodo sarebbe sensibilmente più recente (13.540-13.350 anni cal. BP). Queste discrepanze non sono da attribuire a diacronia regionale, ma piuttosto alla mancanza di accordo nella nomenclatura stratigrafica tra i diversi autori, che probabilmente indicano con lo stesso nome eventi diversi.

Sono attese novità dagli studi dendrocronologici sulla foresta fossile del Palughetto (Altopiano del Cansiglio), ove sono conservati resti lignei accumulati durante gran parte dell'interstadio (M. Friedrich, B. Kromer, S. Talamo, comun. pers.).

6. IL DRYAS RECENTE

In tutte le successioni polliniche dell'Italia settentrionale, l'interstadio di Bølling-Allerød è seguito da una progressiva flessione del tasso di afforestamento (AP) a cui succede una lunga fase con valori stabilmente più bassi, correlata con il Dryas recente. La migliore cronologia per la fase di declino delle latifoglie è fornita dalla successione di Avigliana, ove sono disponibili date ^{14}C e il LST, posto 8 cm sotto un brusco declino di *Quercus* che segna l'inizio del Dryas recente. In base al modello età-profondità proposto da Finsinger *et al.* (2006), l'inizio del Dryas recente è datato 12.700 anni cal. BP, 200 anni dopo il LST. Si noti che negli archivi a varve centro-europei il LST precede di 188-198 anni l'inizio del Dryas recente, posto a 12.680 anni cal. BP (Merkt & Müller 1999; Litt *et al.* 2001) ovvero 192 anni nelle serie dendrocronologiche di Dättlau, Svizzera (Friedrich *et al.* 2001, Fig. 1). I dati di Avigliana stabiliscono, pertanto, che l'inizio del Dryas recente in Europa centrale e in Italia settentrionale è stato sincrono a scala decennale.

La flessione di AP (ΔAP) risulta moderata nelle aree pedemontane padane ($\Delta\text{AP} = -10\%$) e più marcata nelle aree montane (Pian di Gembro, 1350 m s.l.m., $\Delta\text{AP} = -15\div-20\%$). Nel sito di Totenmoos, 1718 m s.l.m., il lariceto interstadiale si ritira dal sito (completa scomparsa di stomi nel sedimento; $\Delta\text{AP} = -30\%$) circa 12,5 mila anni cal. BP, lasciando posto a praterie (non a brughiere) e vi si ristabilisce dopo 1100 anni circa, all'inizio dell'Olocene (11,4 mila anni cal BP) (Heiss *et al.* 2005). Si può ritenere che l'abbassamento del limite degli alberi fosse dell'ordine di 200-300 m. La produzione pollinica della componente forestale termofila della Pianura Padana e dei rilievi pedemontani (*Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*) registrò un moderato decremento. Viceversa, nell'anfiteatro del Tagliamento e

nelle basse Prealpi Orientali si verificò l'espansione di abete rosso (Wick 2006 in stampa).

Della diminuzione di densità forestale si avvantaggiano *Artemisia* e altre entità elio-xerofitiche proprie di praterie, steppe e arbusteti xerofitici (*Juniperus* nelle aree pedemontane), mentre non reagiscono ericacee proprie di brughiera (rodoro-vaccinieti, brughiere ad *Erica*). Questa dinamica è tipica di climi continentali semiaridi, in cui si sviluppano ecotoni di foresta-steppe, e a forte insolazione. Durante il Dryas recente e l'Olocene antico, l'influenza orbitale della precessione determina valori di insolazione estiva massima alle medie latitudini rispetto agli ultimi 20 mila anni e condizioni di massimi contrasti stagionali, cioè una predisposizione verso climi continentali asciutti (Berger & Loutre 1991). L'aumento del tasso di accumulo di particelle di microcarbone, osservato in alcuni siti, è in accordo con condizioni di marcata aridità. Si può ritenere che siano gli incendi e la scarsità delle precipitazioni, più che l'effetto termico, responsabili della flessione osservata nella densità forestale nelle aree di pianura.

Nelle successioni lacustri, la bassissima velocità di sedimentazione e la presenza di lacune di sedimentazione nella seconda metà del Dryas recente (ad esempio al Lago di Annone, Wick 1997) nonché l'espansione di piante acquatiche e palustri (*Thalictrum*, *Potamogeton*, *Pediastrum*) suggeriscono un abbassamento dei livelli lacustri. A Palughetto di Cansiglio la vegetazione forestale insediata sul margine palustre durante l'interstadio di Bølling-Allerød muore intorno a 12,7 mila anni cal. BP e resta conservata *in situ* (Avigliano *et al.* 2000): non è ancora chiaro se a causa di sommersione o dello sviluppo di permafrost stagionale nel settore perilacustre.

All'interno del Dryas recente non si rilevano dinamiche vegetazionali significative, salvo una modesta e progressiva espansione di latifoglie termofile (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*) nella seconda metà di questo periodo, rilevabile nei siti pedemontani (Avigliana, Annone). Alla sostanziale stabilità di questo intervallo si oppone una drammatica esplosione della vegetazione forestale termofila che viene associata al limite tra Dryas recente e Olocene. Per questo evento in Italia non disponiamo di datazioni radiometriche sufficienti a dimostrarne il sincronismo regionale e a verificarne le relazioni cronologiche con analoghi eventi evidenziati dalla dendrocronologia in Europa centrale e dallo studio di speleotemi nelle grotte del Carso (Frisia *et al.* 2005). Tuttavia, le modalità e la posizione stratigrafica sono compatibili con l'espressione di un evento di sensibile aumento della temperatura, sincrono nel Bacino Padano e di durata inferiore ai 50 anni, quindi paragonabile, per espressione climatostratigrafica, alla brusca terminazione del Dryas recente che si osserva sia nelle registrazioni isotopiche delle carote di ghiaccio (Dansgaard *et al.* 1989) che nello spessore degli anelli di accrescimento degli alberi (Friedrich *et al.* 1999).

7. CONCLUSIONI

L'analisi delle registrazioni climatostratigrafiche oggi disponibili nelle Alpi italiane e nella Pianura Padana, con particolare riguardo a recenti studi ad alta risoluzione, ha consentito di delineare un quadro della storia dell'ambiente alpino e del pedemonte padano durante l'ultima transizione glaciale-interglaciale. In particolare, sono state documentate le modalità del processo di riforestazione che accompagna la deglaciazione fin dal suo inizio, 21-19 mila anni cal. BP. Le numerose datazioni radiometriche consentono di datare i principali eventi di mutamento degli ecosistemi forestali rispettivamente a 14,7-14,3, 12,7 e circa 11,5 mila anni cal. BP. Questi sono anche i momenti delle più brusche e più ampie transizioni climatiche, come già evidenziato sul versante svizzero delle Alpi e confermato negli studi sugli speleotemi del Carso.

Non sono ancora disponibili studi in grado di risolvere la struttura climatostratigrafica ad alto dettaglio nell'interstadio di Bølling-Allerød. Gli eventi brevi che caratterizzano questo intervallo sono in parte conosciuti grazie agli studi dendrocronologici.

Nel settore assiale centro-occidentale della pianura del Po le conoscenze sull'evoluzione paleoambientale e paleobotanica del Tardoglaciale sono scarse, complice la scarsità di successioni lacustri e di datazioni radiometriche in ambiente alluvionale.

L'Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali del Consiglio Nazionale delle Ricerche è da anni impegnato nella ricerca palinologica: si spera, nel futuro, di poter fornire un quadro climatostratigrafico per il Pleistocene in Nord Italia, attraverso il confronto di serie di vari dati climatici *proxies*.

RINGRAZIAMENTI

Mi è gradito ringraziare Enrico Arpentì, Walter Finsinger, Roberta Pini, Elisa Vescovi, Veruska Valsecchi, Lucia Wick e gli enti che li hanno sostenuti (IPS Università di Berna, CNR - IDPA; Università degli Studi di Milano, il Fondo Unico per la Ricerca della Provincia Autonoma di Trento-Progetto OLOAMBIENT) per il loro contributo palinologico portato negli ultimi cinque anni alle conoscenze sulla storia della vegetazione e del clima nel Tardoglaciale delle Alpi italiane. La presente ricerca è stata svolta nell'ambito della Commessa "Paleoclimatologia", modulo TA.P02.005.001 presso il CNR-IDPA, Unità di Milano, e nell'ambito del progetto OLOAMBIENT (coordinatrice: Silvia Frisia).

BIBLIOGRAFIA

- Ammann B., Lotter A.F., Eicher U., Gaillard M.-J., Wohlfarth B., Haeberli W., Lister G., Maisch M., Niessen F. & Schlüchter Ch., 1989 - The Würmian Late-Glacial in lowland Switzerland. *J. Quat. Sci.*, 9 (2): 119-125.
- Avigliano R., Di Anastasio G., Improta, S., Peresani M. & Ravazzi C., 2000 - A new Late Glacial - Early Holocene paleobotanical and archeological record in the Venetian Pre-Alps: the peat-bog of Palughetto (Cansiglio Plateau). *J. Quat. Sci.*, 15 (8): 789-803.
- Avigliano R., Calderoni G., Monegato G. & Mozzi P., 2002 - The late Pleistocene-Holocene evolution of the Cellina and Meduna alluvial fans (Friuli, NE Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 57: 133-139.
- Berger A. & Loutre M.F., 1991 - Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 297-317.
- Beug H.J., 1964 - Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Gardaseegebiet unter besonderer Berücksichtigung der mediterranen Arten. *Flora*, 154: 401-444.
- Birnie J., Gordon J.E., Bennett K. & Hall A.M. (eds), 1993 - *The Quaternary of Shetland*. Quaternary Research Association, Cambridge.
- Björck S., Walker J.C., Cwynar C.L., Johnsen S., Knudsen K.L., Lowe J.J., Wohlfarth B. & INTIMATE members, 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. *J. Quat. Sci.*, 13 (4): 283-292.
- Calderoni G., Castiglioni G.B., Foddai D., Gallo S., Lombardo M., Miola A. & Zangheri P., 1996 - Palaeoenvironmental features of a peri-Euganean (Padua, Northern Italy) depression during the Late-Quaternary: first results. *Il Quaternario*, 9: 667-670.
- Casadoro G., Castiglioni G.B., Corona E., Massari F., Moretto M.G., Paganelli A., Terenziani F. & Toniello V., 1976 - Un deposito tardowürmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso). *Boll. Com. Glac. Ital.*, 24: 22-63.
- Cremaschi M. & Marchetti M., 1995 - Changes in fluvial dynamics in the Central Po Plain (Italy) between lateglacial and early Holocene. In: Frenzel B. (ed.), *Palaeoclimate research. Paläoklimaforschung*, 14: 173-190.
- Dansgaard W., White J.W.C. & Johnsen S.J., 1989 - The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339: 532-534.
- Donegana M., Fontana A., Paiero G. & Ravazzi C., 2005 - Le torbe tardiglaciali di Bannia - Palazzine di Sopra: palinologia e ricostruzione ambientale. In: Visentini P. (a cura di), *Bannia - Palazzine di Sopra. Quaderni del Museo Archeologico del Friuli Occidentale*, 5: 15-18.
- 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.

- 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): 612-631.
- Firbas F., 1954 - Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. *Danm. Geol. Unders.*, 80: 12-21.
- Fontana A., Mozzi P. & Bondesan A., 2004 - L'evoluzione geomorfologica della Pianura Veneto-Friulana. In: Bondesan A. & Meneghel M. (a cura di), *Geomorfologia della Provincia di Vicenza*. Esedra, Padova: 113-138.
- 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: 27-39.
- Friedrich M., Kromer B., Kaiser K.F., Spurk M., Hughen K.A. & Johnsen S.J., 2001 - High-resolution climate signals in the Bølling / Allerød Interstadial (Greenland Interstadial 1) as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1223-1232.
- Friedrich M., Remmele S., Kromer B., Hofmann J., Spurk M., Kaiser K.F., Orצל C. & Küppers M., 2004 - The 12,460-Year Hohenheim Oak and Pine Tree-Ring Chronology from Central Europe - A Unique Annual Record for Radiocarbon Calibration and Paleoenvironment Reconstructions. *Radiocarbon*, 46 (3): 1111-1122.
- Frisia S., Borsato A., Spötl C., Villa I.M. & Cucci F., 2005 - Climate variability in the SE Alps of Italy over the past 17000 years reconstructed from a stalagmite record. *Boreas*, 34: 445-455.
- Gaillard M.-J., 1984 - Etude palynologique de l'évolution tardi et postglaciaire de la végétation du Moyen-Pays Romand (Suisse). *Diss. Bot.*, 1-322.
- Gehrig R., 1997 - Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimageschichte des Val Camonica (Norditalien). *Diss. Bot.*, 276: 148 pp.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W. & Lourens L.J., 2004 - A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27 (2): 83-100.
- 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: 63-73.
- Iversen J., 1954 - The Late-Glacial Flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil. *Danm. Geol. Unders.*, Series II, 80: 87-119.
- Ivy-Ochs S., Schlichter C., Kubik P.W. & Denton G., 1999 - Moraine exposure dates imply synchronous Younger Dryas advances in the European Alps and in the Southern Alps of New Zealand. *Geografiska Annaler*, 81A (2): 313-324.
- Ivy Ochs S., Schäfer J., Kubik P.W., Synal H.A. & Schlichter C., 2004 - The timing of deglaciation in the northern Alpine foreland (Switzerland). *Ecl. Geol. Helv.*, 97: 47-55.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Kubik P.W. & Schlichter C., 2006 - Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *J. Quat. Sci.*, 21 (2): 115-130.
- Jessen A., 1935 - Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark. *Kortbladet Haderslev. D.G.U. I.R.*, 17: pp.
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Andresen U., Andersen K.K., Hvidberg C.S., Dahl-Jensen D., Steffensen D., Shoji J.P., Sveinbjornsdottir A.E., White J.W.C., Jouzel J. & Fischer D., 1997 - The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core project deep ice core and the problem of possible Eemian climate instability. *J. Geophys. Res.*, 102: 26397-26410.
- Kelly M.A., Kubik P.W., von Blanckenburg F. & Schlichter C., 2004 - Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide ^{10}Be . *J. Quat. Sci.*, 19: 431-441.
- Kromer B., Spurk M., Remmele S., Barbetti M. & Toniello V., 1998 - Segments of atmospheric ^{14}C change as derived from Late Glacial and Early Holocene floating tree-ring series. *Radiocarbon*, 40 (1): 351-358.
- Lambeck K., Yokoyama Y. & Purcell T., 2002 - Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 343-360.
- Latalowa L. & van der Knaap W.O., 2006 - Late Quaternary expansion of Norway spruce *Picea abies* (L.) Karst. in Europe according to pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, 25: 2780-2805.
- Lister G.S., 1988 - A 15,000-Year Isotopic Record from Lake Zürich of Deglaciation and Climatic Change in Switzerland. *Quat. Res.*, 29: 129-141.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Balaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczova M., Stebich M. & Negendank J.F.W., 2001 - Correlation and synchronisation of the Lateglacial sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1233-1249.
- 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: 7-32.
- Lotter A.F., Eicher U., SiegenThaler U. & Birks H.J.B., 1992 - Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *J. Quat. Sci.*, 7 (3): 187-204.
- Lowe J.J. & Walker M.J.C., 1997 - *Reconstructing Quaternary environments*. 2nd ed. Prentice Hall, Halow.
- Lowe J.J., Ammann B., Birks H.H., Björck S., Coope G.R., Cwynar L.C., de Beaulieu J.-L., Mott R.J., Peteet D.M. & Walker M.J.C., 1994 - Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP). *J. Quat. Sci.*, 9: 185-198.
- Magny M., Aalvergsberg G., Bégeot C., Benoit-Ruffaldi P., Bossuet G., Disnar J.-R., Heiri O., Laggoun-Defarge F., Mazier F., Millet L., Peyron O., Vannièere B. & Walter-

- Simonnet A.-V., 2006 - Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quat. Sci. Rev.*, 25: 414-445.
- Magri D., 1994 - Late-Quaternary changes of plant biomass as recorded by pollen-stratigraphical data: a discussion of the problem at Valle di Castiglione, Italy. *Review Palaeobot. Palynol.*, 81: 313-325.
- Maisch M., 1982 - Zur Gletscher-und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica*, 37: 93-104.
- Mangerud J., Anderson S.T., Berglund B.E. & Donner J., 1974 - Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3: 109-128.
- Merkel J. & Muller H., 1999 - Varve chronology of Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of the Hamlsee/Lower Saxony. *Quat. Int.*, 61: 41-59.
- Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Calderoni G. & Wick L., (in revisione) - Evidence of a two fold glacial advance during the Last Glacial Maximum in the Tagliamento and moraine system (SE Alps). *Quaternary Research*.
- Niessen F. & Kelts K., 1989 - The deglaciation and Holocene sedimentary evolution of southern perialpine Lake Lugano - implications for Alpine paleoclimate. *Eclogae geol. Helv.*, 82 (1): 235-263.
- Orombelli G. & Ravazzi C., 1995 - Le torbe di Cerete Basso (Bergamo): una successione stratigrafica di riferimento per il Tardoglaciale e l'Olocene nelle Prealpi Lombarde. *Rend. Ist. Lomb. Sci. Lett. Arti, Serie B*, 129: 185-217.
- Orombelli G., Ravazzi C. & Cita M.B., 2005 - Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), Tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino. *Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences*, 18 (2): 147-155.
- Penck A. & Brückner E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter. 3. Die Eiszeiten in den Sudalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen*. Leipzig: 1200 pp.
- Pini R., 2002 - A high-resolution Late-Glacial - Holocene pollen diagram from Pian di Gembro (Central Alps, Northern Italy). *Veg Hist Archaeobot*, 11 (4): 251-262.
- Preusser F., 2004 - Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. *Boreas*, 33: 195-210.
- Preusser F., Geyh M.A. & Schlüchter C., 2003 - Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. *Quat. Sci. Rev.*, 22: 1435-1445.
- Ravazzi C., 2002 - Late Quaternary history of spruce in Southern Europe. *Review Palaeobot. Palynol.*, 120 (1-2): 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): 11-18.
- Ravazzi C. & Pini R., 2002 - The late-glacial and early-middle Holocene spruce expansion in the eastern and central Alps: a discussion and new data. *Razprave IV SAZU, Ljubljana*, 43 (2): 189-211.
- 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. (eds), *Litho-paleoenvironmental maps of Italy during the Last Two Climatic Extremes. Explanatory Notes*. 32nd International Geological Congress, Firenze: 15-20.
- Ravazzi C., Donegana M., Vescovi E., Arpent E., Caccianiga M., Kaltenrieder P., Marabini S., Mariani S., Pini R., Vai G.B. & Wick L., 2006 - A new Lateglacial site with *Picea abies* in the northern Apennine foothills: an exception to the model of glacial refugia of trees. *Veget. Hist. Archaeob.*, 15: 357-371.
- Salvador A. (ed.), 1994 - *International Stratigraphic Code*. Second ed. The Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Schneider R., 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. & Tobolski K., 1985 - Lago di Ganna - Late-Glacial and Holocene environments of a lake in the Southern Alps. *Diss. Bot.*, 87: 229-271.
- Schwander J., Eicher U. & Ammann B., 2000 - Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, 159: 203-214.
- Stuiver M. & Reimer P., 1986-2005 - Calib Radiocarbon Calibration Program. Version 5.0. Disponibile al CALIB website: <http://www.calib.org>.
- Tinner W., Hubschmid P., Wehrli M., Ammann B. & Conedera M., 1999 - Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *J. Ecol.*, 87: 273-289.
- Valsecchi V., Tinner W., Finsinger W. & Ammann B., 2006 - Human impact during the Bronze Age in the vegetation at Lago Lucone (northern Italy). *Veg Hist Archaeobot.*, 15: 99-113.
- Van Husen D., 1977 - Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. *Jarbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 120: 1-130.
- Van Husen D., 2004 - Quaternary glaciations in Austria. In: Elhers J. & Gibbard P.L. (eds), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam: 1-13.
- 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 15.000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values. *Quat. Sci. Rev.*, 24: 645-680.
- Vescovi E., 2007 - *Long-term population dynamics of major forest trees under strongly changing climatic conditions*. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Berna e di Milano Bicocca: 104 pp.

- Walker M.J.C., 1999 - Rapid climate change during the last glacial-interglacial transition; implications for stratigraphic subdivision, correlation and dating. *Global Planet. Change*, 30: 59-72.
- Walker M.J.C., Björck S., Lowe J.J., Cwynar L.C., Johnsen S., Knudsen K.L., Wohlfarth B. & INTIMATE group, 1999 - Isotopic "events" in the GRIP ice core: a stratotype for the late Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.*, 18: 1143-1150.
- Wick L., 1996 - Late-glacial and early-Holocene palaeoenvironments in Brianza, N Italy. *Il Quaternario*, 9 (2): 653-660.
- Wick L., 1997 - *Spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte in den Südalpen zwischen Comersee und Splügenpass (Norditalien)*. PhD Thesis. University of Bern.
- Wick L., 2006 - Full- to late-glacial vegetation and climate changes and evidence of glacial refugia in the south-eastern Alps (Italy). In: Colombaroli D., Kaltenrieder P., Vescovi E. & Tinner W. (eds), *XXX International Moor-Excursion 2006. Northern and Central Italy*: 53-55.
- Wick L., (2006) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio Udine. Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento Difesa del Suolo. Udine (in stampa).

