

La situazione paleoclimatica nel Quaternario

MARCELLO LA GRECA

*Dipartimento di Biologia Ambientale, Università di Catania
via Androne 81 - 95124 Catania*

Key words: Climatic phases during the Ice Age, Pleistocene palaeoclimate, Eemian, Würmian, Holocene palaeoclimate.

SUMMARY

The climatic fluctuations and the alternative succession of open and arboreal vegetation during the Ice-Age are considered, evidencing also their consequences on the fauna. Four main periods are examined: the fluctuations from Pliocene to Riss, with particular regard to the Mediterranean area; the Eemian, a very short but important interglacial; the last glaciation, chiefly the Pleniglacial and the Late Glacial with the Allerød oscillation and the Dryas Times; the Postglacial and the climatic times of the historical period, mainly the Little Climatic Optimum and the Little Ice Age.

INTRODUZIONE

I mutamenti climatici sono eventi che, alla pari con fenomeni di vicarianza dovuti a frazionamento e migrazione di aree continentali, possono determinare o interrompere l'isolamento di popolazioni; essi sono quindi importanti fattori di evoluzione, di modificazione di areali di singole specie e della struttura delle biocenosi. Poiché, in particolar modo nell'emisfero boreale, essi si sono manifestati in questi ultimi 2,5 milioni di anni con notevole intensità con l'alternarsi di fasi glaciali e interglaciali, la loro conoscenza ai fini della distribuzione e struttura degli ecosistemi assume una importanza fondamentale. I modelli moderni di comunità di certi gruppi di organismi, come i Mammiferi, sono emersi soltanto nelle ultime migliaia di anni e molte comunità del Pleistocene superiore non hanno analoghi moderni (Faunmap Working Group, 1996). Giustamente Azzaroli et al. (1988) affermano che la successione delle faune e gli eventi di dispersione nel Plio-Pleistocene coincidono con i mutamenti della vegetazione, del clima, della temperatura nei mari e negli oceani, con le fluttuazioni del livello del mare.

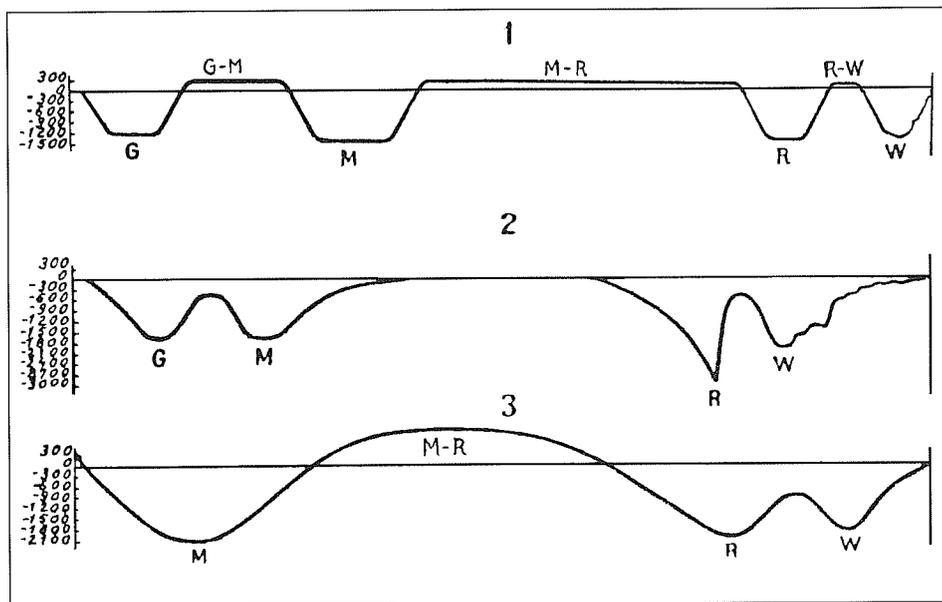


Fig. 1 - Disegni ormai storici rappresentanti l'andamento climatico durante un Pleistocene che comprende soltanto le 4 ultime glaciazioni (dal Günz al Würm) ottenuto con metodi in uso anteriormente all'impiego di $\delta^{18}\text{O}$. 1, sec. Penk; 2, sec. Heim; 3, sec. Bayer. La linea continua 0 indica il limite nivale attuale (da Sestini, Encicl. Ital. Treccani).

Fino agli anni '30 la nostra conoscenza delle vicissitudini climatiche occorse nel Pleistocene, che si riteneva iniziasse con la glaciazione günziana e proseguisse col Mindel, Riss e Würm, era alquanto sommaria (Fig. 1). In questi ultimi decenni i metodi di ricerca su questo problema si sono notevolmente raffinati e ci consentono di avere una visione più realistica di quanto è avvenuto nel clima del Quaternario. Non mi intrattengo sui metodi di valutazione climatica e di datazione utilizzabili soltanto per l'Olocene e per periodi di tempo limitati, come quelli dell'analisi della varve in correlazione con le morene frontali, e della dendrocronologia fondata sugli anelli legnosi dei tronchi degli alberi. Né mi soffermerò sui metodi più moderni, come quelli del metano o paleomagnetico, tuttora scarsamente impiegati. I principali metodi largamente usati e capaci di fornirci dati relativi a molte centinaia di migliaia di anni sono fondati su:

a) mutamenti del livello del mare determinati dalla formazione o dallo scioglimento dei ghiacciai; oggi solo il 10% della superficie terrestre è ricoperta dai ghiacci, mentre nell'ultima glaciazione lo era il 27% e nella penultima il 32%;

b) analisi delle specie di legni fossili, dei pollini fossili di vegetali di clima freddo o caldo, che si sono depositati in una successione ordinata in aree continentali, o dei Foraminiferi e Molluschi dei sedimenti marini; un difetto logico di questo metodo sta nel fatto che è facile scendere in un argomento circolare (petizione di principio): cioè, i fossili sono impiegati per ricostruire climi passati, e i

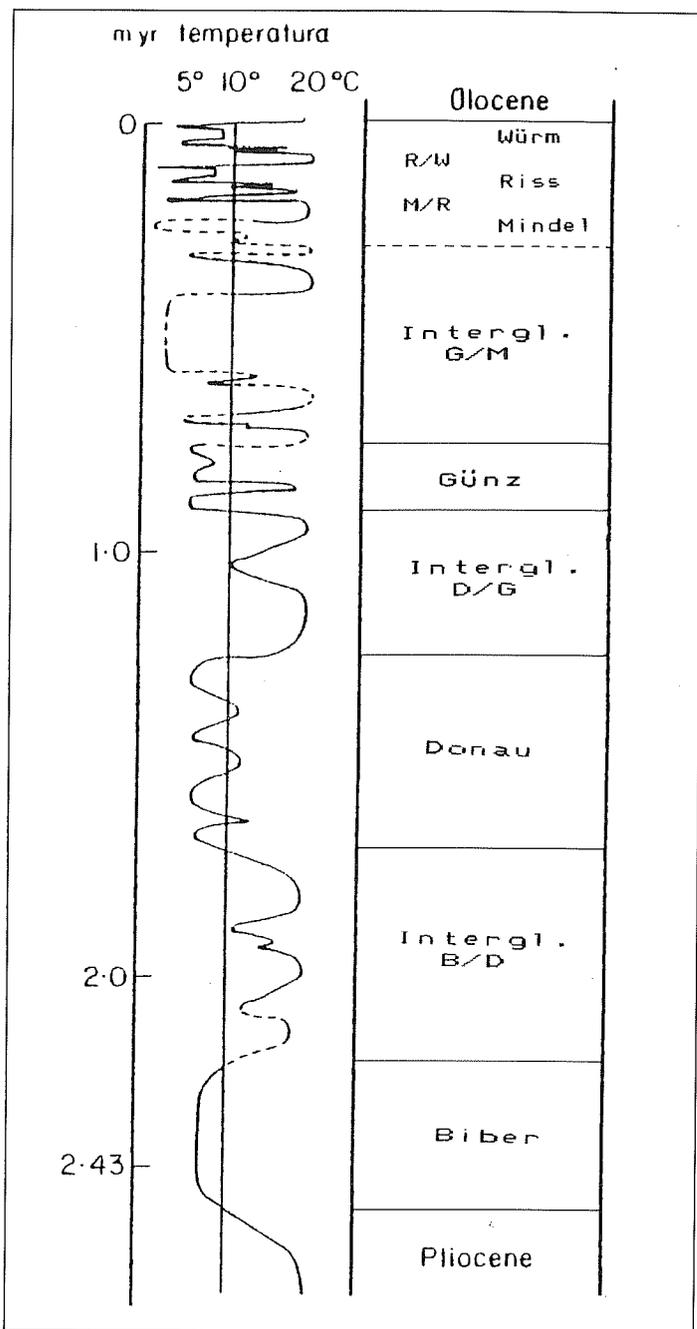


Fig. 2 - Le oscillazioni climatiche nel Pleistocene: curva delle temperature medie estive, correlata con i periodi glaciali e interglaciali (da Cox e Moore, sec. West, 1977; l'Autore include il Biber nel Pleistocene).

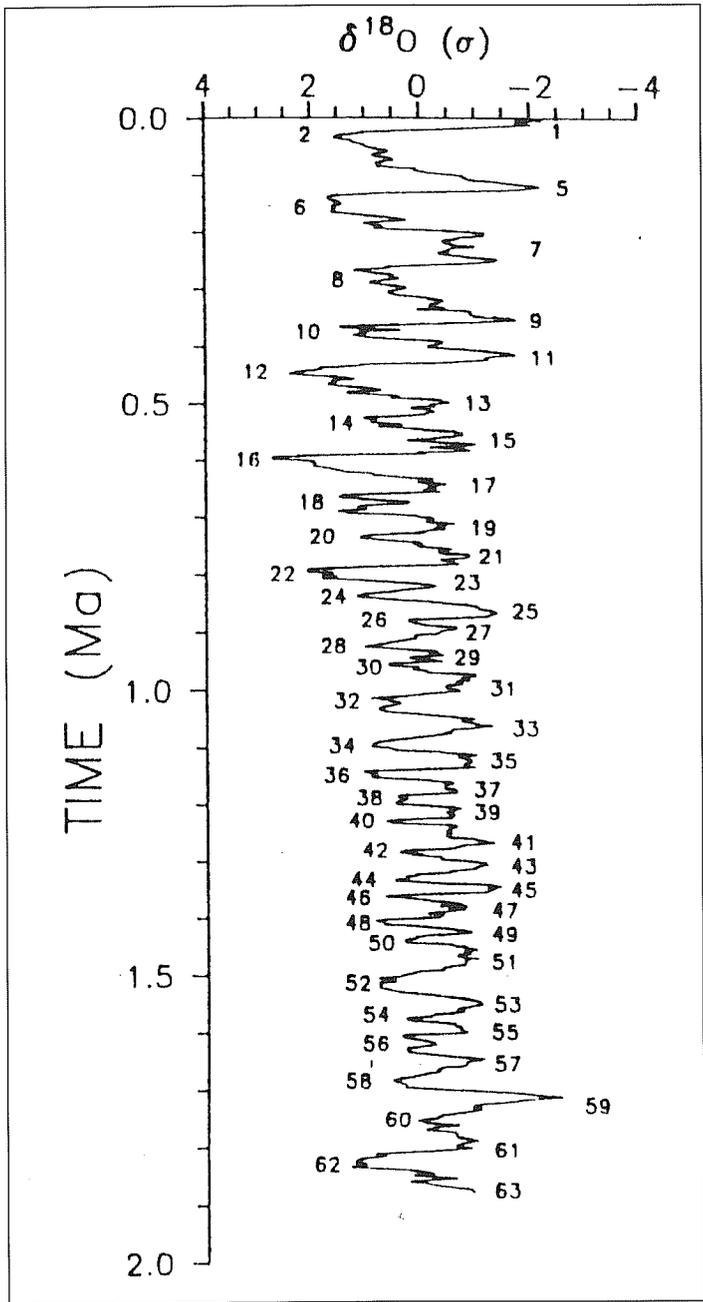


Fig. 3 - Andamento climatico del Pleistocene sulla base dell'analisi isotopica dell'O. Sono riconoscibili 32 stadi a clima freddo (indicati con i numeri pari, più lo stadio 3) e 31 a clima mite o caldo (indicati con i numeri dispari) (da Williams et al., 1988).

climi passati sono usati per trarre conclusioni circa le caratteristiche ecologiche dei fossili o di loro associazioni: il rischio di questo inconveniente è soprattutto presente quando si ricorre al confronto con analoghi moderni. Per quanto attiene ai pollini fossili va anche tenuta presente la loro capacità di diffondersi a lunga distanza. Con questo metodo e con quello precedente è stata identificata l'esistenza di 6 cicli glaciali separati da 5 interglaciali (Fig. 2);

c) analisi del rapporto fra gli isotopi O^{16} e O^{18} ($\delta^{18}O\%$) che è soggetto a variazioni per il fatto che esso si modifica col variare della temperatura: infatti, quando si formano calotte di ghiaccio sui continenti l'acqua dell'oceano e i gusci degli organismi marini dei sedimenti oceanici risultano arricchiti di O^{18} ; più elevata è tale concentrazione in uno strato sedimentario, maggiore era la quantità di ghiaccio continentale al momento della formazione dello strato e più freddo era il clima. Tale metodo ha permesso di meglio identificare stadi glaciali e interglaciali indicati con i numeri da 1 a 63 (Fig. 3) (Emiliani, 1955; Williams et al., 1988); va però ricordato che, conducendo ricerche più minuziose, in seno a ognuno di questi stadi sono state rilevate altre oscillazioni anche molto numerose e importanti (Fig. 4) come quelle degli *stadi* da 5a a 5e poi ulteriormente suddivisi in stadi secondari (Fig. 7), e da 7a a 7c. È quindi azzardato sostenere che le glaciazioni non sono 6 ma 32, poiché questi stadi freddi possono essere anche molti di più, ma in ogni caso possono sempre essere ripartiti in 6 gruppi principali, dando così alle singole glaciazioni il valore di *cicli* di periodi glaciali. Infatti nel Pleistocene il clima tende a mutare rapidamente piuttosto che gradualmente (Bryson, 1975) e ci sono stati cambiamenti climatici anche alla scala dei secoli, tanto che il passaggio da clima glaciale a non glaciale, e viceversa, può aver avuto luogo nel ristretto ambito di un centinaio di anni; tuttavia la piena risposta dei biomi alle nuove condizioni ha richiesto tempi molto più lunghi. In taluni casi ciò può spiegare la difficoltà di sincronizzazione fra le condizioni climatiche evidenziate con gli spettri pollinici e quelle col metodo isotopico: ad esempio, l'oscillazione calda di Allerød secondo Chiarugi (1950) risale a 9.000 anni or sono, mentre secondo la valutazione isotopica essa ha avuto luogo 12.000 anni fa.

LE OSCILLAZIONI CLIMATICHE DEL PLIOCENE E DEL PLEISTOCENE FINO AL RISS

Le nostre conoscenze sul paleoclima della regione mediterranea nel Pliocene sono abbastanza avanzate grazie alle ricerche di Suc, Bertoldi e Thunell, nonché al quadro di insieme che ce ne forniscono Azzaroli et al. (1988). Qui mi limiterò a darne qualche cenno sommario.

Il Mediterraneo nord-occidentale nel Pliocene inferiore (Fig. 5) da -5,5 a -3 M.a., cioè per una durata di 2,5 milioni di anni presentava un clima subtropicale caldo umido, con estati più piovose, e il livello del mare era almeno di 20

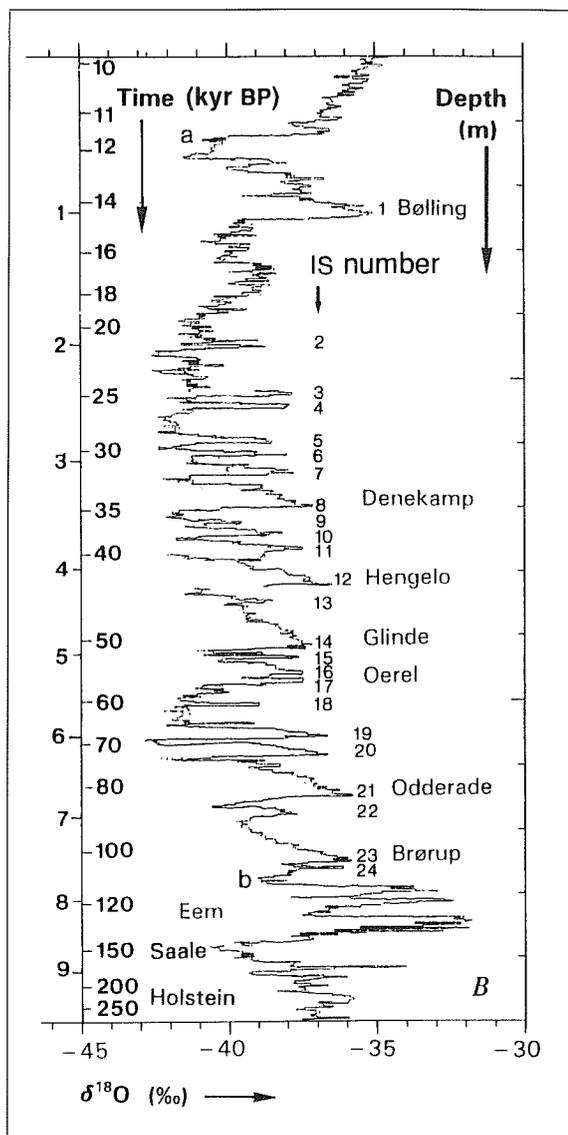


Fig. 4 - Le oscillazioni della temperatura negli ultimi 250.000 anni, misurate in un ghiacciaio della Groenlandia. Le oscillazioni comprese fra a e b si riferiscono al Würm e in esse si riconoscono 24 interstadi (IS) a clima meno freddo, indicati con i numeri da 1 a 24 (da Dansgaard et al., 1993).

metri più elevato che non attualmente (Dowsett et al., 1992), ma in quel periodo, in Calabria, Sicilia e Nord Africa, c'era già una vegetazione mediterranea in rapporto a una pronunciata stagionalità ed estati secche (Bertoldi et al., 1989). Infatti, mentre alle latitudini più elevate il clima era allora decisamente più caldo di oggi, alle medie e basse latitudini era più mite. Fa eccezione un periodo intermedio di circa 500.000 anni che è stato dovunque alquanto secco. Nel Pliocene medio, a partire da circa -3 M.a., ha avuto luogo un radicale mutamento del clima con un graduale raffreddamento accompagnato da minore umidità e comparsa di un ciclo annuo ad accentuata stagionalità (Suc, 1984; Bertoldi et al., 1989): 3 milioni di anni fa è l'ultimo periodo di tempo in cui la Terra era significativamente più calda del-

l'Ultimo Interglaciale e dell'Olocene (Dowsett et al., 1992). Da allora compare il caratteristico clima mediterraneo e sulle alte quote dei monti si vengono a costituire fauna e flora tipiche della montagna. In Calabria si ha dapprima un declino della stagionalità e una accresciuta umidità con una breve fase forestale in cui scompaiono le sclerofille mediterranee sempreverdi e si accrescono notevolmente le aghifoglie *Picea* e *Abies*, a cui segue, nella fase terminale, un ritorno a condizioni climatiche caldo umide. Nel Pliocene superiore hanno avuto

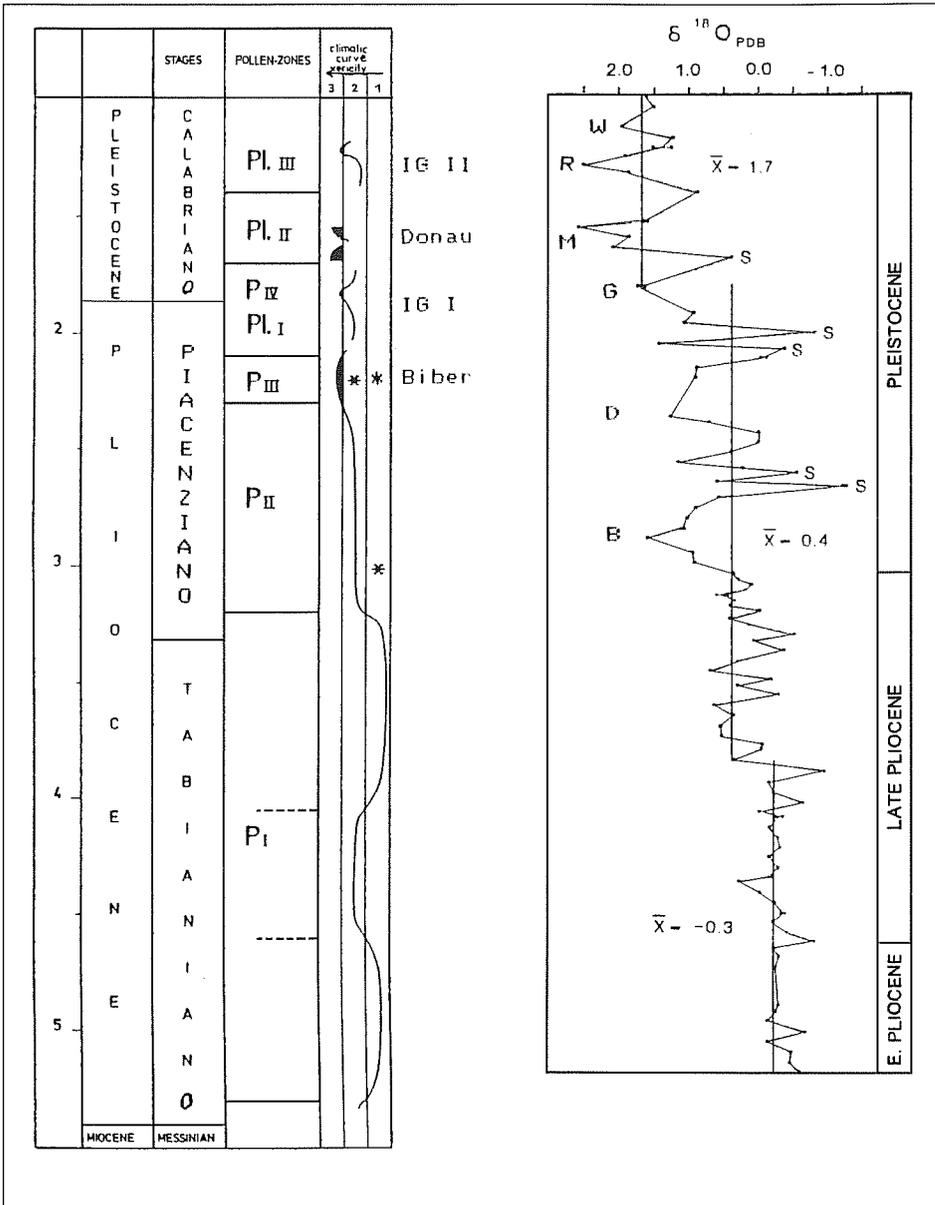


Fig. 5 - Andamento climatico nel Pliocene e Pleistocene Inferiore. A sinistra, nell'Europa nord-occidentale ove è rappresentata la curva di xericità, ripartita su 3 colonne (1, 2, 3) indicanti rispettivamente clima caldo umido, intermedio e freddo secco; con * è indicato la comparsa del clima mediterraneo, con ** la prima fase steppica corrispondente al Biber che dall'Autore è compreso nel Pliocene (da Suc, 1984). A destra, andamento climatico ottenuto con l'analisi isotopica dell'O del guscio del Foraminifero planctonico *Globigerinoides ruber*; le lettere indicano le glaciazioni; gli Autori collocano il Biber (B) nel Pleistocene (sec. Thunell e Williams, 1983).

inizio quei grandi mutamenti climatici che raggiungeranno il loro acme nel Pleistocene.

In linea generale si può asserire che fra 4 e 2,5 M.a. il clima era ancora relativamente caldo: i primi ghiacci permanenti dell'emisfero settentrionale, nell'arco degli ultimi cento milioni di anni sono iniziati soltanto 2,5 M.a., sebbene nella penisola scandinava già 5,5 M.a. esistessero ghiacciai che arrivavano fino al Mar di Norvegia (Jansen e Siøholm, 1991). Nel periodo fra 2,5 e 1,7 M.a., che taluni escludono talora dal Pleistocene (Williams et al., 1988; Suc, 1984) mentre altri ve lo includono, in Europa si sviluppa una prima glaciazione (Biber) e hanno inizio le oscillazioni glaciali. In questo periodo si forma una tundra in Europa nord-occidentale, una steppa nell'Europa sud-occidentale e una vegetazione montana nella pianura padana (Bertoldi et al., 1989). Nel sud dell'Italia non si è avuto un sensibile mutamento nella vegetazione. Da 2,3 a 1,9 M.a. segue un breve interglaciale.

Per le altre glaciazioni fino al Riss (Fig. 2) non si hanno che dati frammentari che non consentono di formulare un sicuro quadro generale. Va però rilevato che i periodi di transizione che hanno un maggior ruolo nell'iniziare la formazione di una calotta glaciale, sono ancora periodi forestati: essi corrispondono alle foreste di *Picea*, *Pinus* e *Betula* che marciano l'ultima parte degli episodi temperati che seguono l'optimum climatico caldo: tali episodi forestali sono spesso chiamati "post-temperati" (Guiot et al., 1989).

Durante i periodi glaciali pleistocenici la generalità dei paesaggi europei, soprattutto nord- e centroeuropei, era dominata da comunità di vegetazione aperta, mentre le popolazioni arboree trovavano rifugio a media quota nei rilievi del Sud Europa (Grecia, sud della penisola appenninica) ove continuavano a sussistere durante i periodi glaciali (Fig. 6), sia pure in maniera ridotta ma senza mai estinguersi totalmente: è da queste popolazioni che parte il rifornimento di vegetazione arborea europea degli interglaciali. Quei rifugi non sono rialimentati in occasione del ritiro delle foreste dalle aree a clima artico e subartico durante gli stadi freddi, per cui la scomparsa di una specie da quei rifugi determina la sua estinzione (Bennett et al., 1991; Tzedakis, 1993).

Nel Pleistocene inferiore (Fig. 2) sembra che l'Interglaciale Biber-Donau, posto a cavallo di 2 milioni di anni fa abbia presentato due brevi periodi di raffreddamento con temperature medie estive di poco superiori ai 10°C. Anche il Donau, cioè la seconda glaciazione che è durata circa 420.000 anni, ha presentato sensibili oscillazioni climatiche con ben 3 interstadi di clima relativamente mite con temperature medie estive ancora di poco superiori ai 10°C. La glaciazione günziana è stata interrotta da un breve periodo di circa 30.000 anni nei quali la temperatura media estiva è stata simile a quella attuale. Le oscillazioni del Riss (Saale secondo la nomenclatura nord-europea e stadio 6 secondo quella isotopica) (Fig. 7) sono

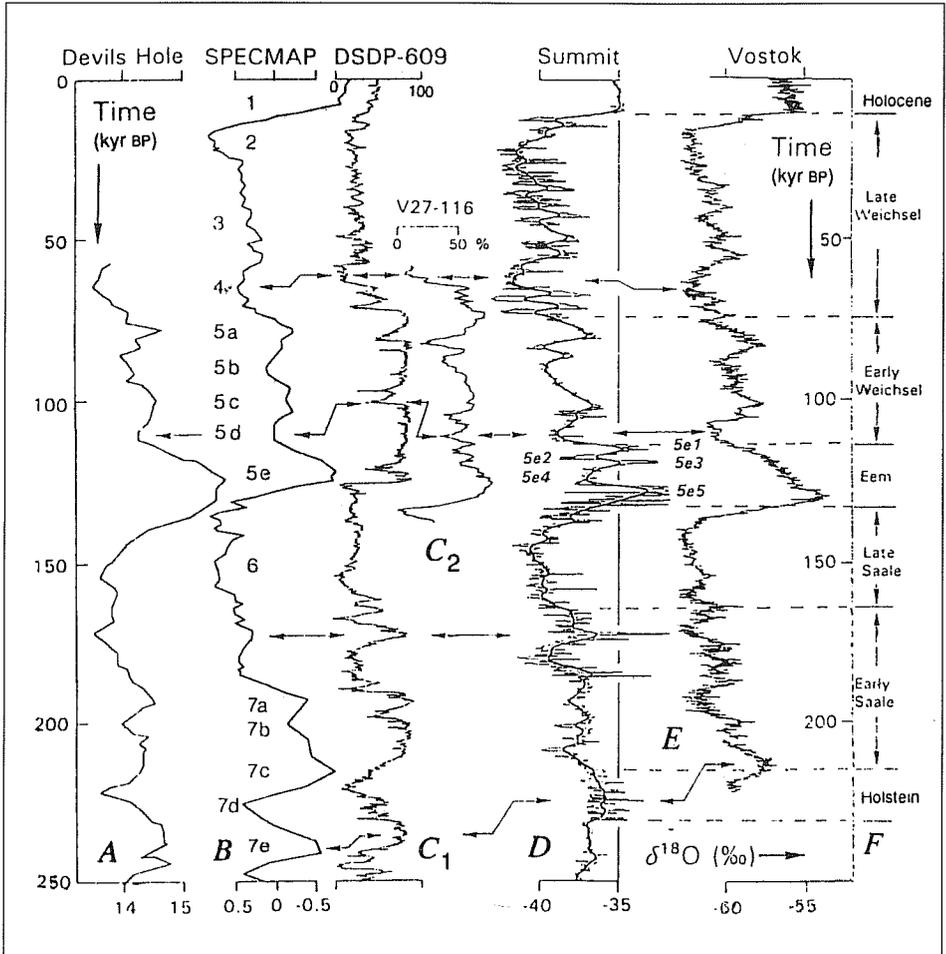


Fig. 7 - Confronto fra 4 rilevamenti col metodo isotopico dell'O negli ultimi 250.000 anni (dal Mindel all'Olocene): A, in una vena di calcite del Nevada; B, in sedimenti marini profondi; C, in sedimenti marini superficiali; D ed E, da ghiacciai della Groenlandia e Antartide. La linea verticale in D indica il valore medio di δ nell'Olocene (da Dansgaard et al., 1993).

state recentemente studiate da Dansgaard e collaboratori (1993): questa glaciazione inizia con un clima relativamente mite che va lentamente peggiorando per un primo periodo di circa 50.000 anni: in un secondo periodo di circa 30.000 anni si manifestano le più basse temperature di questa glaciazione. Questo studio dimostra altresì come da una località all'altra si possano rilevare differenze in taluni particolari del clima: particolarmente significativi l'andamento climatico dell'ultimo Interglaciale (v. oltre) e le punte di clima caldo osservate durante il Riss in un ghiacciaio della Groenlandia, e assenti in un altro ghiacciaio dell'Antartide (Fig. 7), nonché l'andamento climatico dell'ultimo Interglaciale.

IL CLIMA DEL PLEISTOCENE NELL'INTERGLACIALE RISS-WÜRM

La conoscenza particolareggiata delle variazioni climatiche occorse in questo periodo, detto anche Eemiano o 5 con la nomenclatura isotopica, è abbastanza buona. Questo Interglaciale, di breve durata (da 112.000 a 135.000 anni fa secondo alcuni, da 112.000 a 128.000 secondo Guiot et al. 1989), è stato caratterizzato, per lo meno in molte regioni, da una grande instabilità climatica (Fig. 8) con oscillazioni più calde del presente, e con oscillazioni fredde che comparivano repentinamente e che duravano da decenni a secoli (Greenland Ice-core Project (GRIP) members, 1993) con un clima che poteva raggiungere punte da clima "medio glaciale"; ciò a differenza del Postglaciale che è stato caratterizzato da una stabilità abbastanza buona. Nell'ultimo Interglaciale si sono avute due occasioni (5e2 e 5e4, sec. Dansgaard et al., 1993; Fig. 7) della durata rispettivamente di 2.000 e di 6.000 anni nelle quali in Groenlandia (ma il fenomeno deve essere occorso in gran parte dell'emisfero boreale, Europa occidentale compresa) in pochi secoli si è passati da condizioni di clima di 2°C più caldo di oggi a condizioni di 5°C più fredde di oggi (Kerr, 1993b). Tale situazione è evidente in un ghiacciaio della Groenlandia studiato da Dansgaard et al. (1993), mentre non appare in un ghiacciaio dell'Antartide e in Polonia.

Infatti, sulla base di ricerche condotte sui pollini fossili della Polonia questo Interglaciale avrebbe attraversato le seguenti fasi climatiche prive dei periodi intercalati di clima più freddo (Szafer, 1929):

1 - *fase artica*, fase di transizione con clima artico, con tundra a cespugli di betulla;

2 - *fase subartica*, tundra e bosco di *Pinus sylvestris*;

3 - *fase boreale*, con clima continentale, prima fresco e poi caldo con *Pinus* e *Quercus*;

4 - *I fase subatlantica*, con clima suboceanico affine all'attuale, con *Abies*, *Taxus* e *Carpinus*;

5 - *fase pontica meridionale*, con optimum termico; le conifere si ritirano e sono sostituite da tiglio, acero e carpino;

6 - *II fase subatlantica*, con clima suboceanico con faggio, *Abies* e *Carpinus*;

7 - *fase presubartica* con clima freddo e boschi di *Pinus sylvestris* e *Picea*;

8 - *fase artica* con graduale scomparsa dei boschi e ristabilimento della tundra con betulla.

È probabile che tutti gli interglaciali o gli interstadi caldi abbiano presentato cicli climatici analoghi a questo, con fenomeni di raffreddamento del clima all'inizio e alla fine del periodo.

IL CLIMA DURANTE L'ULTIMA GLACIAZIONE

La glaciazione Würmiana è quella meglio nota in tutti i suoi aspetti, non soltanto perché è la più vicina ai nostri tempi, ma anche perché le sue tracce non

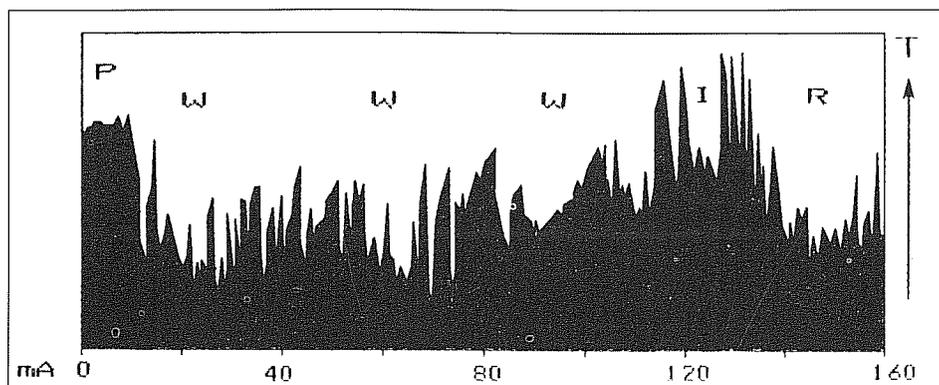


Fig. 8 - Le oscillazioni della temperatura negli ultimi 160.000 anni misurata col metodo isotopico in ghiacci fossili della Groenlandia (da Kerr, 1993b).

sono state turbate o mascherate da altri periodi glaciali. Il Würm rappresenta inoltre l'unica manifestazione glaciale ben nota per la penisola appenninica (Fig. 9) ove si è verificata una situazione ambientale ben diversa da quella dell'Europa centrale e settentrionale per la mancanza di vasti inlandsis confinanti con un'estesissima regione a tundra: infatti in Appennino esistevano numerosi piccoli ghiacciai distribuiti a macchie di leopardo e mancava una vasta e continua regione a tundra. Dal punto di vista biogeografico questa glaciazione è anche la più importante perché i suoi effetti sul popolamento animale e vegetale dell'Oloartide sono stati tali da determinare quello che è l'attuale paesaggio biologico di questa zona. Anche durante questa glaciazione (Fig. 4) si sono verificate notevoli e numerosissime oscillazioni climatiche raggruppabili (Fig. 8) in 3 stadi freddi e 3 interstadi costituenti altrettante fasi temperate ma non tanto quanto si riscontra nel Postglaciale (Bennet et al., 1991). Negli interstadi la densità dei pollini degli alberi andava crescendo, ma senza raggiungere i livelli del Postglaciale: l'incremento riguardava pochi taxa e per breve durata. Ciò si verificò soprattutto in Jugoslavia, Grecia e Italia e non in Europa occidentale (Bennett et al., 1991) poiché non ci fu il tempo che avvenisse il ripopolamento della vegetazione arborea a partire dai rifugi meridionali.

Secondo Poser (1948) in Europa durante il Würm si distinguono le seguenti zone climatiche (Fig. 10):

A - *Zona a clima di tundra*, con suolo permanentemente gelato; si divide in 3 province:

1) *Provincia glaciale marittima* con inverni un po' più brevi e meno freddi della successiva provincia; oscillazioni di temperatura attorno a 0°C; estate caratterizzata da disgelo; la media di luglio è nettamente al disotto di 10°C; in estate e inverno si hanno ricche precipitazioni.

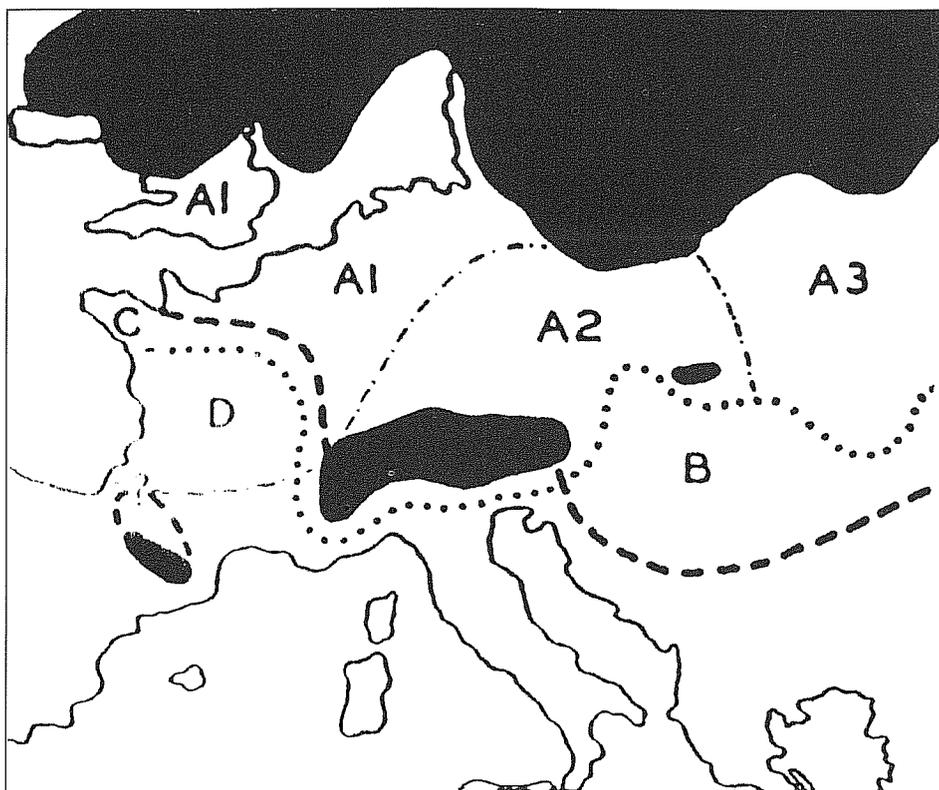


Fig. 10 - Zone climatiche in Europa durante il Würm. In nero le aree ricoperte dai ghiacci; La linea tratteggiata indica il limite meridionale dell'area a suolo permanentemente gelato, quella punteggiata il limite settentrionale della foresta. A1, A2, A3, provincia glaciale marittima, intermedia e continentale; B, clima continentale di foresta; C, clima marittimo di tundra; D, clima marittimo di foresta (Poser, 1947).

2) *Provincia glaciale intermedia* (fra l'inlandsis scandinavo e quello alpino): presenta la massima intensità di gelo e la minima di disgelo; è la zona più fredda dei territori dell'Europa centrale liberi dai ghiacci; la temperatura media di gennaio è inferiore a -14°C , quella di luglio è di pochi gradi sopra lo zero; forte nuvolosità e precipitazioni estive abbondanti.

3) *Provincia glaciale continentale*: la media di luglio è un po' inferiore a 10°C , quindi meno fredda che nella provincia precedente; anche l'inverno non è così freddo.

B - *Zona a clima continentale di foresta*, con suolo permanentemente gelato; le temperature mensili da gennaio a dicembre presentano queste medie: -14° , -12° , -8° , -2° , 4° , 10° , 8° , 4° , 2° , -8° , e -12°C , cioè temperature medie al di sopra dello zero nei mesi da maggio a settembre. Elevate precipitazioni estive, scarse in inverno. Zona limitata alla piana ungherese.

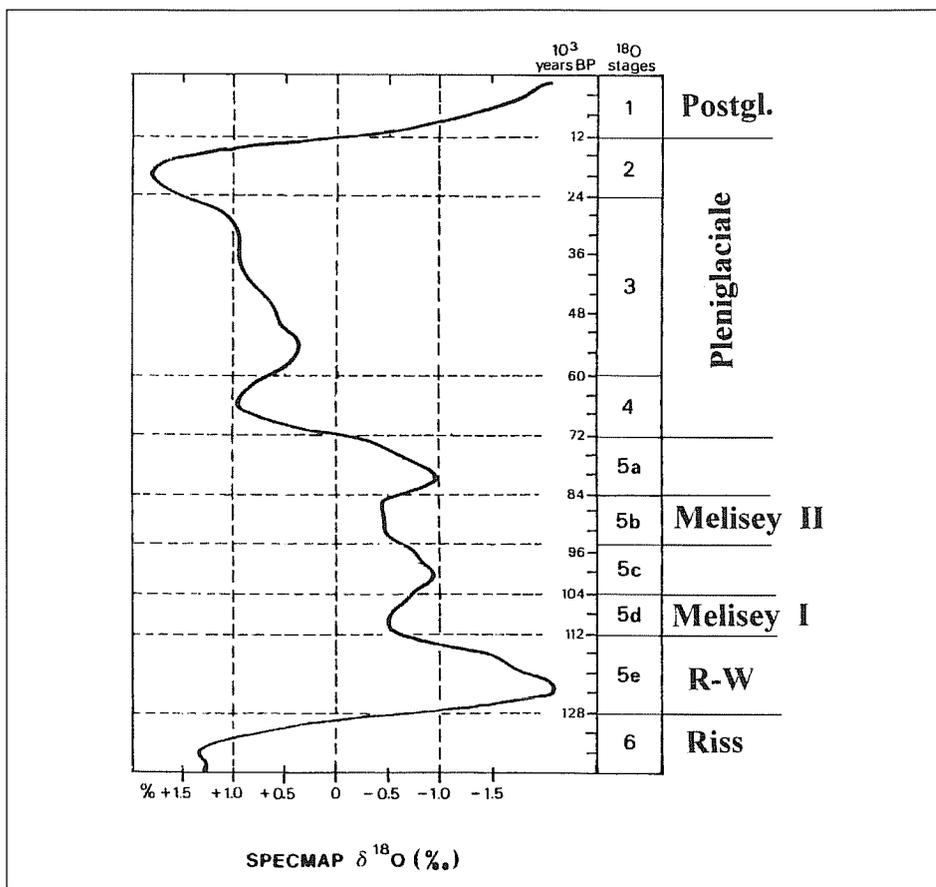


Fig. 11 - Andamento climatico nel Würm (sec. Guiot et al., 1989).

C - Zona a clima marittimo di tundra con suolo non permanentemente gelato: è una stretta fascia di transizione fra la zona A e la seguente. Comprende la pianura padana e ristrette aree attorno ai ghiacciai dell'Appennino, con cespugli e vegetazione arborea sparsa.

D - Zona a clima marittimo di foresta con suolo non permanentemente gelato: clima oceanico; la media di luglio è fra 10°C e 13°C, quello di gennaio fra 0° e 3°C; ricche precipitazioni in tutto l'anno: vi prevalgono boschi di latifoglie e di conifere è tipica dell'area mediterranea. In questa zona è compresa l'Italia a sud del Po, fino all'altezza del Lazio settentrionale; nell'Italia meridionale oltre ai boschi misti esistevano a bassa quota isole di vegetazione mediterranea.

Il Würm (Fig. 11) è perfettamente delimitato dai due episodi caldi e umidi, del Postglaciale e dell'Interglaciale Riss-Würm. Le sue oscillazioni climatiche possono essere distribuite in due periodi, Würm inferiore e Würm superiore, rispet-

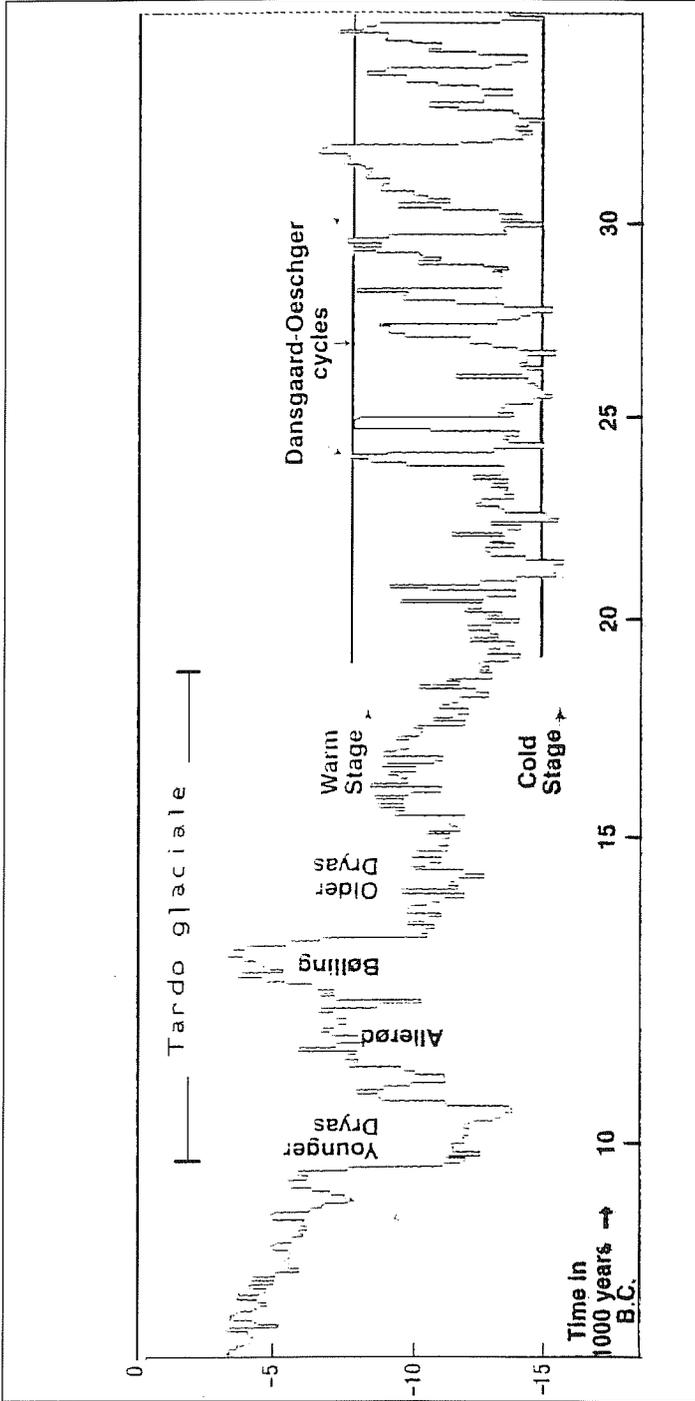


Fig. 12 - Variazioni della temperatura (calcolata col metodo isotopico) al di sopra della cappa di ghiacci della Groenlandia negli ultimi 40.000 anni comprendenti l'ultimo stadio del Würmiano e il Tardo glaciale (da Kerr, 1993a).

tivamente di 40.000 e di 60.000 anni: il primo periodo (Guiot et al., 1989), che segue immediatamente l'ultimo Interglaciale, nella cronologia isotopica è compreso, unitamente allo stesso Interglaciale nello stadio 5, in quanto presenta alternativamente due periodi stadiali freddi e secchi (Melisey I e II) e due periodi interstadiali più temperati (St.-Germain I e II) che si riflettono nei cambiamenti della vegetazione. Mentre St.-Germain I presenta ancora clima secco come i due Melisey, St.-Germain II presenta soprattutto condizioni di clima caldo e umido, con una tendenza a un deterioramento climatico verso la fine dell'interstadio.

Il Würm superiore o Pleniglaciale è un periodo glaciale tipico, durante il quale si sono avute con ampia continuità le più basse temperature riscontrabili in questa glaciazione, a partire dall'Interglaciale Riss-Würm: esso presenta 3 periodi climatici (Pleniglaciale I, Interpleniglaciale e Pleniglaciale II, indicati con i numeri 2, 3, 4 nella cronologia isotopica) il più antico dei quali, durato 12.000 anni (da -72.000 a -60.000) era inizialmente freddo e umido e successivamente molto freddo e molto umido. L'Interpleniglaciale era un periodo di più lunga durata, circa 36.000 anni (da -60.000 a -24.000), secco e freddo, ma molto meno severo degli stadi precedente e seguente.

Durante il Pleniglaciale gli alberi hanno occupato siti a media quota sui monti del Sud Europa, specialmente nei Balcani occidentali e nella penisola appenninica; queste aree avevano un clima confacente a una vegetazione arborea e si ritiene che gli alberi vi siano potuti sopravvivere a bassa densità, senza dar luogo a vere formazioni boschive, ma tali da sfuggire al rilevamento pollinico (Bennett et al., 1991). Durante il massimo dell'ultimo stadio freddo, da 40.000 a 20.000 anni or sono, nel Sud Europa (Fig. 6) a bassa altitudine si avevano spettri pollinici dominati da Graminacee e *Artemisia*, con una buona quantità di Chenopodiacee, ma con una certa percentuale di *Pinus*, *Quercus* e *Picea* (Tzedakis, 1993); l'unica località finora scoperta (su 18 siti saggiati in tutta Europa) con frequenze polliniche tali da suggerire che vi dovessero essere alcune foreste è Lubiana, con *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*. C'è quindi una buona probabilità che almeno alle basse quote della penisola italiana si sia verificata una situazione analoga: infatti, ad esempio, nei Laghi di Monticchio (Vulture, Basilicata) dove oggi si estende la faggeta a 530 metri di quota, 21.000 anni fa si trovavano oltre a betulla, querce e olmo, anche faggio, tiglio e frassino.

Il Pleniglaciale superiore è talora caratterizzato dalle temperature più basse di tutti i periodi precedenti, ma più spesso in un periodo di circa 8.000 anni (da 18.000 a 10.000 anni fa) esso ha presentato numerose significative oscillazioni climatiche che preludono l'avvento dell'Olocene ed è indicato col nome di Tardoglaciale. All'inizio di questo periodo (Fig. 12) si è manifestata una tendenza alla graduale risalita della temperatura (*periodo anatermico* di Chiarugi, 1936) che ha raggiunto un primo massimo da 19 a 16.000 anni or sono dando luogo al cosid-

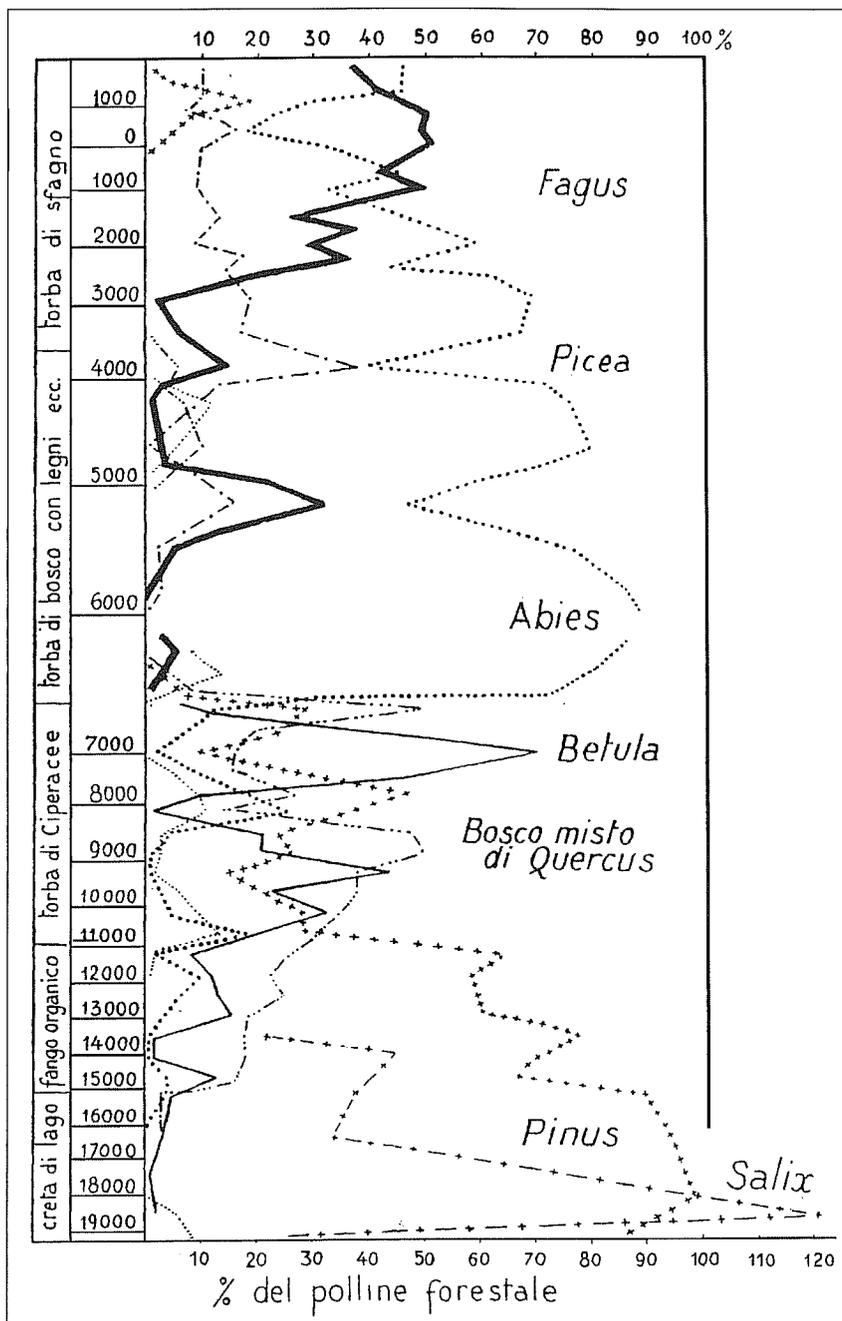


Fig. 13 - Diagramma pollinico dei cicli forestali del Tardo Glaciale e del Postglaciale nell'Appennino Toscano presso l'Abetone (da Chiarugi, 1950).

detto “stadio caldo” che però aveva temperature inferiori alle attuali. Subentra quindi repentinamente un lieve ma significativo abbassamento della temperatura durato fino a 13.000 anni or sono, il “Dryas antico”. Successivamente si verifica una brusca impennata della temperatura, oscillazioni di Bølling e di Allerød durate 2.500 anni, con clima dapprima simile a quello attuale e poi sempre più fresco. Segue un'altra forte caduta della temperatura non molto dissimile da quella del Pleniglaciale, “Dryas recente”, durato circa 1.500 anni.

IL CLIMA NEL POSTGLACIALE

Finalmente 10.000 anni or sono, con una brusca risalita della temperatura inizia il Postglaciale. La stima del riscaldamento avvenuto nel passaggio dal Pleistocene all'Olocene varia da 4°C a 6°C alle basse e medie latitudini, mentre nella Groenlandia centrale raggiungeva il triplo di questi valori, aggirandosi attorno a 15°C (Cuffey et al., 1995). Questi ultimi 10.000 anni hanno la caratteristica di avere con continuità condizioni climatiche pressoché costanti, cosa che non si era verificata per un periodo così lungo almeno a partire dal Riss (Figg. 7 e 8). Questo contrasto col precedente Interglaciale ci induce a ritenere che la sua stabilità climatica sia l'eccezione piuttosto che la regola (Dansgaard et al., 1993).

Dall'inizio del Postglaciale ha luogo un incremento della percentuale di pollini di alberi, in Grecia soprattutto con *Quercus*, *Ulmus* e *Tilia*, in Italia meridionale con *Quercus*, *Corylus* e *Ulmus*. Nell'Appennino toscano, al Passo dell'Abetone, sulla base dell'analisi pollinica (Chiarugi, 1950) è possibile riscontrare una successione climatica corrispondente a quella or ora tratteggiata per il Tardo Glaciale; v'è però una notevole discordanza nella sincronizzazione dei periodi, forse dovuta a una non corretta datazione proposta dal Chiarugi per i suoi reperti (Fig. 13). Infatti il rilevamento inizia con un periodo che va da 19.000 a 11.000 anni or sono in cui dominano *Pinus* e *Salix* (periodo anatermico di Chiarugi) e che può corrispondere allo stadio caldo più il Dryas I. Successivamente, fino a 8.000 anni or sono si riducono fortemente *Pinus* e *Salix* e si sviluppa notevolmente il querceto misto (periodo ipsotermico di Chiarugi) che supera i suoi limiti altimetrici sommergendo la maggior parte della cresta dello spartiacque: tale periodo, sebbene sfasato di 3.000 anni, secondo lo stesso Chiarugi corrisponderebbe alla oscillazione di Allerød, ma è possibile che esso invece si riferisca all'optimum climatico dell'Olocene, di cui farò cenno fra breve. Da 8.000 fino a 6.500 anni fa si riduce il querceto e si sviluppa la betulla: tale periodo corrisponderebbe al Dryas II. Secondo il Chiarugi termina qui il periodo epiglaciale (=Tardo glaciale) e inizia il periodo catatermico o Postglaciale caratterizzato dalla comparsa del faggio. Da questa descrizione, confrontata con i risultati conseguiti con altri metodi di indagine, appare evidente la non corrispondenza fra le datazioni proposte e le oscillazioni climatiche rilevate: in altri termini, possiamo asserire che,

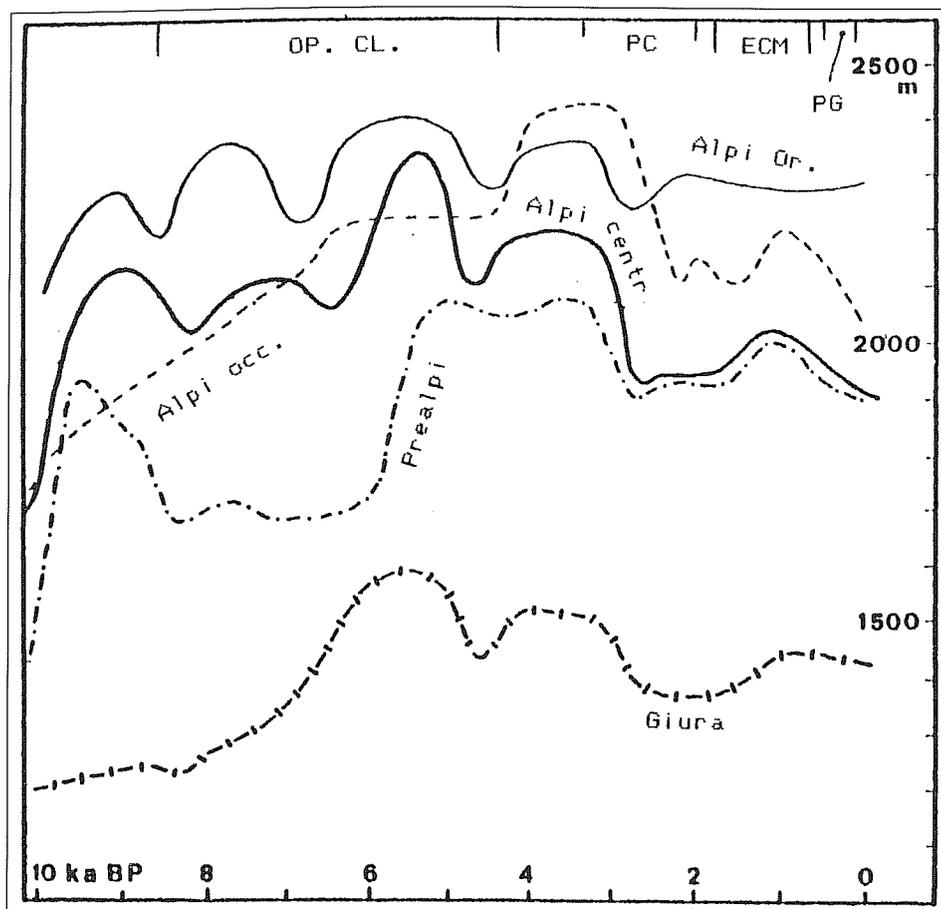


Fig. 14 - Fluttuazione del limite degli alberi nelle Alpi e nel Giura durante il Postglaciale. ECM, epoca calda medievale; OP.CL., Optimum climatico; PC, colmo del periodo catatermico; PG, Piccola Glaciazione (da Burga, 1991, modificato).

mentre le successioni dei climi si corrispondono anche usando metodi diversi, la loro cronologia può essere discorde.

Nonostante che il Postglaciale sia stato sostanzialmente stabile, anche in esso si sono verificate oscillazioni climatiche che hanno avuto effetto sullo sviluppo dei ghiacciai e sugli ecosistemi, accompagnate da oscillazioni del limite degli alberi (Fig. 14). Nel periodo fra 9.000 e 4.000 anni or sono (con un apice a circa 6.000 anni fa), si è avuta una risalita del livello del mare di 2-3 metri, indice di un innalzamento della temperatura di grandezza comparabile a quanto è avvenuto 125.000 anni fa in occasione dell'ultimo Interglaciale (Frakes, 1979). Questo periodo, detto Optimum climatico o Grande Optimum Climatico, come ho già detto, forse corrisponde al periodo ipsotermico di Chiarugi. Nella Val d'Aosta la temperatura media di luglio era più alta dell'attuale di 1,5°-3°C (Burga, 1991). In

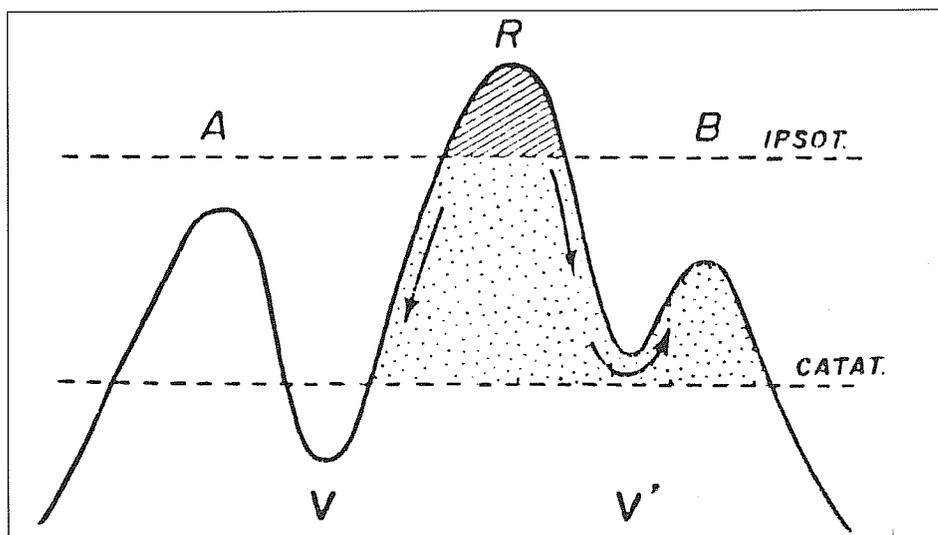


Fig. 15 - Schema illustrante come, durante il periodo catatermico (circa 3.500 anni fa), il rilievo A, di quota più elevata del rilievo B, a causa della barriera costituita dalla valle V possa non essere ricolonizzato da specie euralpine di invertebrati provenienti dal rilievo R che, per esse, aveva funzionato da rifugio (area tratteggiata) durante l'Optimum Climatico (periodo ipsotermico); il rilievo B, pur essendo di quota meno elevata ha invece potuto essere ricolonizzato poiché la valle V' non è tanto profonda da costituire una barriera. L'area punteggiata unitamente a quella tratteggiata è attualmente occupata da specie euralpine (da La Greca, 1951).

questo periodo il limite degli alberi è risalito notevolmente, le querce e il nocciolo si sono spinti alle quote più alte mai raggiunte nel Postglaciale, provocando la scomparsa della fauna tipica di montagna su taluni rilievi, mentre altri rilievi posti a quota più elevata hanno potuto servire di rifugio. Segue un periodo nel quale la temperatura va di nuovo calando raggiungendo i suoi limiti più bassi (colmo del periodo catatermico) da 3.300 a 2.400 anni fa nel quale le foreste di faggio, che avevano iniziato a comparire circa 8.000 anni fa, raggiungono il loro massimo sviluppo. A tal proposito ricorderò che il faggio, oggi dominante in Europa occidentale, era assente in zona nei precedenti interglaciali, e vi è pervenuto soltanto a Olocene avanzato: secondo Aaby e Tauber (1995) le ragioni di tale fatto non sono note ma non sembra che esse siano di natura climatica. Durante il colmo del periodo catatermico gli elementi della fauna di montagna che si erano rifugiati durante l'optimum climatico sui rilievi più alti, tornano a rioccupare quelli meno elevati dai quali erano scomparsi (Fig. 15); tuttavia ciò non ha potuto verificarsi per quei monti, anche abbastanza elevati, ma separati dai rifugi da valli così profonde da costituire una barriera per il passaggio delle specie di invertebrati della fauna di montagna (La Greca, 1951, 1955).

Significative variazioni climatiche sono avvenute anche in questi due ultimi millenni. Una, l'Epoca Calda Medievale (o Piccolo Optimum Climatico), occorsa fra l'800 e il 1200 d.C. corrisponde a un periodo nel quale la temperatura media

era più alta di quella attuale; allora le coste della Groenlandia erano verdeggianti e fu allora che i Vichinghi le diedero l'attuale nome che significa appunto "Terra verde". Un'altra oscillazione climatica, la Piccola Glaciazione, ebbe luogo fra il 1200 e il 1900 (con il suo acme fra il 1400 e il 1850) e fu caratterizzata da un generale abbassamento della temperatura media (Frakes, 1979; Grove, 1988). Dopo un breve periodo di miglioramento climatico, dal 1940 nell'emisfero settentrionale si sta verificando un abbassamento della temperatura media: tra il 1940 e il 1965 si è avuto un raffreddamento delle medie invernali di circa 2,8°C e le medie estive di 0,5°-1°C (Allen, 1985); la temperatura superficiale del Nord Atlantico è diminuita di 1/8 della differenza fra temperature recenti e quella del colmo dell'ultima glaciazione; la Corrente del Golfo è slittata verso sud; i monsoni in Africa occidentale si sono ritirati verso l'equatore; i periodi di siccità si sono estesi provocando diffusi fenomeni di carestia (Bryson, 1975). Tutto ciò sta a dimostrare quanto sia incauto fare previsioni sul nostro futuro climatico puntando il dito unicamente sull'effetto serra del mondo industriale: questo può soltanto incidere (e la cosa può talvolta essere perfino un fatto positivo) su ben più importanti oscillazioni climatiche dovute a cause naturali che certamente non sono terminate col Tardo Glaciale.

Concludo qui la mia esposizione che, per quanto sommaria, mi auguro possa aver fornito un quadro della grande complicazione delle vicissitudini climatiche occorse nel Quaternario i cui effetti sulla flora, la fauna e gli ecosistemi devono essere sempre ben tenuti presenti in qualsiasi discorso sulla biogeografia del nostro paese, come certamente emergerà dalle comunicazioni che saranno presentate in questo Congresso.

BIBLIOGRAFIA

- AABY B., TAUBER H., 1995 - Eemian climate and pollen. *Nature*, 376: 27-28.
- ALLEN O.E., 1985 - L'atmosfera. In: *Pianeta Terra, Time-Life*: 129-130, 142-143, 156-162.
- AZZAROLI A., DE GIULI C., FICCARELLI G., TORRE D., 1988 - Late Pliocene to early Mid-Pleistocene mammals in Eurasia: faunal succession and dispersal events. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 66: 77-100.
- BENNETT K.D., TZEDAKIS P.C., WILLIS K.J., 1991 - Quaternary refugia of north European trees. *J. Biogeog.*, 18: 103-115.
- BERTOLDI R., RIO D., THUNNELL R., 1989 - Pliocene-Pleistocene vegetational and climatic evolution of the south-central Mediterranean. *Palaeogeogr., Palaeoclim., palaeoecol.*, 72: 263-275.
- BRYSON R.A., 1975 - The lessons of climatic history. *Environm. Conserv.*, 2: 163-170.
- BURGA C.A., 1991 - Vegetation history and palaeoclimatology of the Middle Holocene pollen analysis of alpine peat bog sediments, covered formerly by the Rutor Glacier, 2510 m (Aosta Valley, Italy). *Global ecol. biogeogr. letters*, 1: 145-150.
- CHIARUGI A., 1936 - Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria marittima - I. cicli forestali post-glaciali nell'Appennino Etrusco attraverso l'analisi pollinica di torbe e depositi lacustri presso l'Alpe delle Tre Potenze e il Monte Rondinaio. *Nuovo Giorn. Bot. Ital.*, n. s., 43: 3-61.
- CHIARUGI A., 1950 - Le epoche glaciali dal punto di vista botanico. In: *Le epoche glaciali*; Acc. Naz. Lincei, Quad., 10: 55-109.
- CUFFEY K.M., CLOW G.D., ALLEY R.B., STUIVER M., WADDINGTON E.D., SALTUS R.W., 1995 - Large arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition. *Science*, 270: 455-458.
- DANSGAARD W., JOHNSEN S. J., CLAUSEN H. B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR 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.

DOWSETT H.J., CRONIN T.M., POORE R.Z., THOMPSON R.S., WHATTLEY R.C., WOOD A.M., 1992 - Micropaleontological evidence for increased meridional heat transport in the North Atlantic Ocean during the Pliocene. *Science*, **258**: 1133-1135.

EMILIANI C., 1955 - Pleistocene temperature. *J. Geol.*, **63**: 539-578.

FAUNMAP WORKING GROUP: RUSSELL W.G. et al., 1996 - Spatial response of Mammals to Late Quaternary environmental fluctuations. *Science*, **272**: 1601-1606.

FRAKES L.A., 1979 - Climate throughout geologic time. Amsterdam.

GREENLAND ICE-CORE PROJECT (GRIP) MEMBERS, 1993 - Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, **364**: 203-207.

GROVE J.M., 1988 - The Little Ice Age. Methuen, London.

GUIOT J., PONS A., DE BEAULIEU J.L., REILLE M., 1989 - A 140.000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, **338**: 309-313.

JANSEN E., SJØHOLM J., 1991 - Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-born deposits in the Norwegian Sea. *Nature*, **349**: 600-603.

KERR R.A., 1993a - How Ice Age climate got the shakes. *Science*, **260**: 890-892.

KERR R.A., 1993b - Even warm climates get the shivers. *Science*, **261**: 292.

LA GRECA M., 1951 - Sulla distribuzione ed origine della fauna ortoterologica degli Appennini. *Annuario Ist. Mus. Zool. Univ., Napoli*, **3**, n. 6: 1-30.

LA GRECA M., 1955 - Influenza delle variazioni climatiche del Quaternario sul popolamento entomologico d'alta montagna. *Boll. Zool.*, **22**: 489-562.

LOSACCO U., 1949 - La glaciazione Quaternaria dell'Appennino settentrionale. *Riv. Geogr. Ital.* **56**: 1-142.

PALMENTOLA G., 1988 - Ghiacciai nell'Italia meridionale. Storia un po' fantastica di un evento quaternario. *Natura e Montagna*, **35**: 11-14.

POSER H., 1948 - Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während des Würmszeit. *Erdkunde*, **2**: 53-68.

SUC J.P., 1984 - Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, **307**: 429-432.

THUNELL R.C., WILLIAMS D.F., 1983 - The stepwise development of Pliocene-Pleistocene paleoclimatic and paleogeographic conditions in the Mediterranean oxygen isotopic studies of DSDP sites 125 and 132. In: J.E. Meulenkamp (ed.) *Reconstruction of marine paleoenvironments. Utrecht Micropal. Bull.*, **30**: 111-127.

TZEDAKIS P.C., 1993 - Long-term tree populations in northwest Greece through multiple Quaternary climatic cycles. *Nature*, **364**: 437-440.

WEST R.G., 1977 - *Pleistocene Geology and Biology*. 2nd ed., Longman, London.

WILLIAMS D.F., THUNELL R.C., TAPPA E., RIO D., RAFFI I., 1988 - Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. *B.P. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **64**: 221-240.