

LE FLUTTUAZIONI DEL CLIMA NEL CORSO DELL'OLOCENE: STATO DELL'ARTE

1) F. Antonioli, 2) C. Baroni, 3) D. Camuffo, 4) C. Carrara, 5) M. Cremaschi, 6) S. Frisia,
7) C. Giraudi, 8) S. Improta, 9) D. Magri, 10) C. Margottini, 11) G. Orombelli, 12) S. Silenzi

INTRODUZIONE. Uno dei temi attorno ai quali l'AIQUA ha inteso sviluppare la propria attività nel triennio 1998-2000 è stato quello relativo all'evoluzione del clima degli ultimi 10.000 anni. Si è pensato ad un approccio innovativo, che si avvallesse della integrazione dei dati geologici con quelli naturalistici, archeologici, storici, ecc. È stato creato, pertanto, un gruppo di lavoro, formato da esperti nelle diverse discipline, il cui obiettivo è stato quello di redarre degli *extended abstract* sulle ricerche ed i risultati di studi paleoclimatici afferenti a diversi *marker*. I *markers* sul significato dei quali si pubblica lo stato dell'arte sono: le variazioni dei ghiacciai alpini, del livello del mare, dei laghi, e della temperatura superficiale del mare; le serie di dati storici, dei pollini, le analisi su speleotemi e travertini ed i dati provenienti da *ice core*. È stato infine effettuato l'aggiornamento sulle calibrazioni e la metodologia delle datazioni ^{14}C . L'arco temporale nell'ambito del quale si è deciso di indagare è l'Olocene, così come definito da Orombelli & Ravazzi (1996) e da Walker *et al.* (1999). A partire quindi da una età ^{14}C convenzionale di 10 ka BP, ovvero tra 11.263 e 11.549 anni BP secondo la calibrazione di Stuiver *et al.* 1998 (per l'atmosfera) ovvero 11.500 anni se ci si avvale del conteggio degli *annual glacial layer* nella carota del GRIP. Gli Autori si sono riproposti di riassumere risultati e metodologie riferite a ricerche paleoclimatiche in ambito italiano con ampi riferimenti, quando possibile, a quello mondiale.

INTRODUCTION. One of the themes AIQUA has intended to develop its own work on in the three years, 1998-2000, has been that on the climatic evolution in the last 10,000 years. An original approach has been thought of that combines geological, naturalistic, archaeological and historical data etc. Thus, a working group formed by experts in different subjects has been created, whose objective has been to produce extended abstracts on research and the results of paleoclimatic studies regarding different markers. The sources of paleoclimatic proxy data discussed are: glacial variations in the Alps, sea and lake level fluctuations, sea surface temperature fluctuations, historical data series, pollen sequences, speleothem isotope and trace elements profiles, travertine analysis and ice core isotope and dust mineralogy profiles. Finally, an updating of the ^{14}C methodology and calibration has been carried out. The period under study decided upon is the Holocene, as defined by Orombelli & Ravazzi (1996) and by Walker *et al.* (1999). Thus, the Holocene starts from a ^{14}C conventional age of 10 ka BP, between 11263 and 11549 years BP according to Stuiver *et al.* (1998) calibration (for atmosphere), or 11500 years according to the counting of annual layers in GRIP ice core. The authors have repropose to summarize results and methodology regarding Italian paleoclimatic research, with wide reference to that of the whole world.

1. LA RISALITA DEL MARE NEL CORSO DELL'OLOCENE

Fabrizio Antonioli

ENEA, Dipartimento Ambiente, Roma,
antonioli@casaccia.enea.it

I fattori di disturbo nel breve termine (giornaliero, mensile, annuale) per la misura delle Variazioni del Livello del Mare (VLM), sono prevalentemente costituiti dalle maree, dai venti predominanti e dalle variazioni di pressione. Nel medio e lungo termine giocano però altri fattori, decisamente più incisivi. La caratteristica indispensabile affinché una curva di risalita del VLM sia considerata eustatica è la stabilità della porzione costiera sulla quale vengono effettuate le ricerche. In questo modo infatti le misure rilevate vengono correlate solo con l'espansione termica e la quantità di ghiaccio che si scioglie nel mare durante i periodi interglaciali. Sul concetto di stabilità costiera si rimanda a quanto proposto da Antonioli & Silenzi (1998). Un esauriente *excursus* di quanto pubblicato fino al 1997 sulle VLM da 20.000 anni al presente, si trova nel volume "Sea Level Changes" di P.A. Pirazzoli (1997). In teoria tutte le curve di variazione di livello del mare costruite a scala regionale presentano differenti quantità e combinazioni di effetti gla-

cio-isostatici. Se alcune curve sono paragonabili, significa sicuramente che oltre ai dati eustatici, i valori di riaggiustamento crostale glacio-isostatici sono similari.

1.1 La mobilità costiera

Tutte le zone circumpolari sono particolarmente soggette a forti fenomeni di glacioisostasia, con uplift di centinaia di metri avvenuti nel corso dell'Olocene. Anche sulle piattaforme continentali, a latitudini temperate, si riscontrano risentimenti crostali dovuti alla isostasia. Molti modelli, tenendo conto dello spessore del mantello, della sua viscosità e della densità, offrono previsioni che, in diverse parti della terra, riproducono curve VLM con diversi "andamenti" (Peltier, 1976, Lambeck & Jhonston, 1995) dovuti ai riaggiustamenti isostatici crostali. Un esempio di quanto esposto è dato dal fatto che in alcune zone della terra il livello del mare ha effettivamente superato quello attuale tra 6 e 4 ka cal BP. Nei mari italiani invece, sempre per motivazioni crostali e non eustatiche, questo evento non è accaduto. Infatti il massimo livello del mare da 30 ka BP, che si individua nelle zone stabili, non ha mai superato quello attuale. In una recente ricerca applicata alla USA East Coast, Peltier (1999) pubblica numerosi dati dove risulta chiaro che i processi isostatici contribuiscono significativamente ai ratei secolari di sollevamento relativo del mare. È

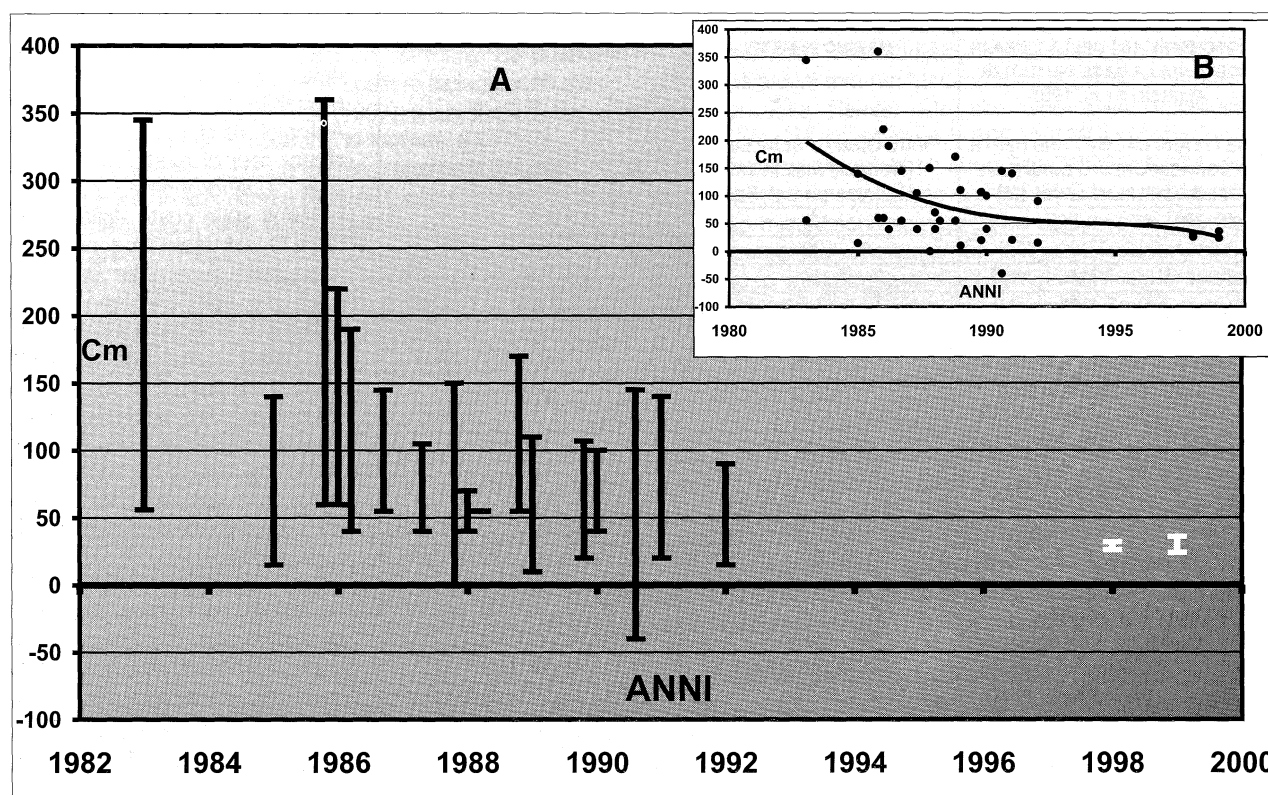


Fig 3 La figura A (Modificata, da Maul *et al.*, 1996) rappresenta l'andamento delle stime della risalita globale in metri o cm del livello del mare, così come sono state pubblicate dagli anni '80 al presente. Gli ultimi due punti della curva corrispondono ai dati di Gregory and Orlémans 1998 e Antonioli (1999). In B è segnata la linea di tendenza.

A: prediction of global sea level rise according to the date of publication. Last two data have been published by Gregory and Orlémans (1998) & Antonioli (1999). Redrafted after Maul *et al.*, 1996. B represent the regression line.

dall'ultimo periodo glaciale; il livello più alto raggiunto dal mare è il presente; la costa tra Marsiglia e Nizza è stata sostanzialmente stabile. Gli autori propongono infine una curva di risalita del livello del mare prevista dal loro modello. Tale curva, sulla base dei dati del riaggiustamento crostale, conserva gli stessi valori anche per le coste del tirreno settentrionale e meridionale: in parole povere una curva di risalita ottenuta sulle coste stabili del Lazio, si può paragonare a quelle della costa Azzurra francese.

1.4 Le curve basate sui reef corallini

Cabioch *et al.*, (1999), prendono in considerazione alcune tra le più citate curve di VML ricavate tramite sondaggi su scogliere coralline. Le serie più lunghe, provengono da: Papua, Nuova Guinea, Barbados e Vanuatu. I dati provenienti da queste isole sono però spesso discontinui o troppo condensati. In queste zone inoltre viene documentata attività tettonica positiva (*uplift*), è quindi necessario operare alcuni calcoli per rendere "eustatiche" le curve proposte. Le sequenze studiate hanno subito emersione ed alcune porzioni si sono diagenizzate.

Le curve di VMG effettuate invece a Taïhi (Bard *et al.*, 1996 e Montaggioni *et al.*, 1997), Nuova Caledonia (Cabioch *et al.*, 1989) e Mauritius (Montaggioni & Faure, 1997) hanno perforato delle serie continue, tutte ubicate in zone in leggera subsidenza (0,25 mm/anno per

Taïhi, 0,1 mm/anno per la Nuova Caledonia e 0,03 mm/anno per Mauritius). I reef corallini dai quali è stata ricostruita la curva di VLM provengono da zone permanentemente rimaste sotto il livello del mare, i ratei di subsidenza sono negligibili rispetto ai ratei del *sea level rise*. Per questi motivi Cabioch *et al.*, 1999 considerano queste curve, per le condizioni tettoniche sopradette, le più realistiche ed affidabili, sulle quali operare ulteriori affinamenti. In seguito gli Autori discutono ampiamente i margini di errore sull'*habitat* e sulla paleobatimetria di una trentina di specie di coralli, alghe coralline e vermetidi, fornendo l'intervallo batimetrico (con precisione metrica) entro il quale le specie si sviluppano.

1.5 I modelli

Numerosi sono i modelli che, tenendo presente le variazioni storiche della temperatura media della terra e le masse di ghiaccio potenzialmente in scioglimento, stimano quelli che potranno essere i metri o i cm di aumento del mare nel corso del prossimo secolo. La fig. 3 riporta come tali valutazioni si sono modificate nel tempo a partire dalle prime ipotesi pubblicate negli anni '80, che indicavano oltre 3 metri di risalita per il prossimo secolo, fino alle ultime valutazioni con risalte comprese tra 32 e 36 cm per il prossimo secolo (Gregory & Orlémans, 1998) e 30 cm (Antonioli 1999). La figura 4 riporta come, modellizzando i dati

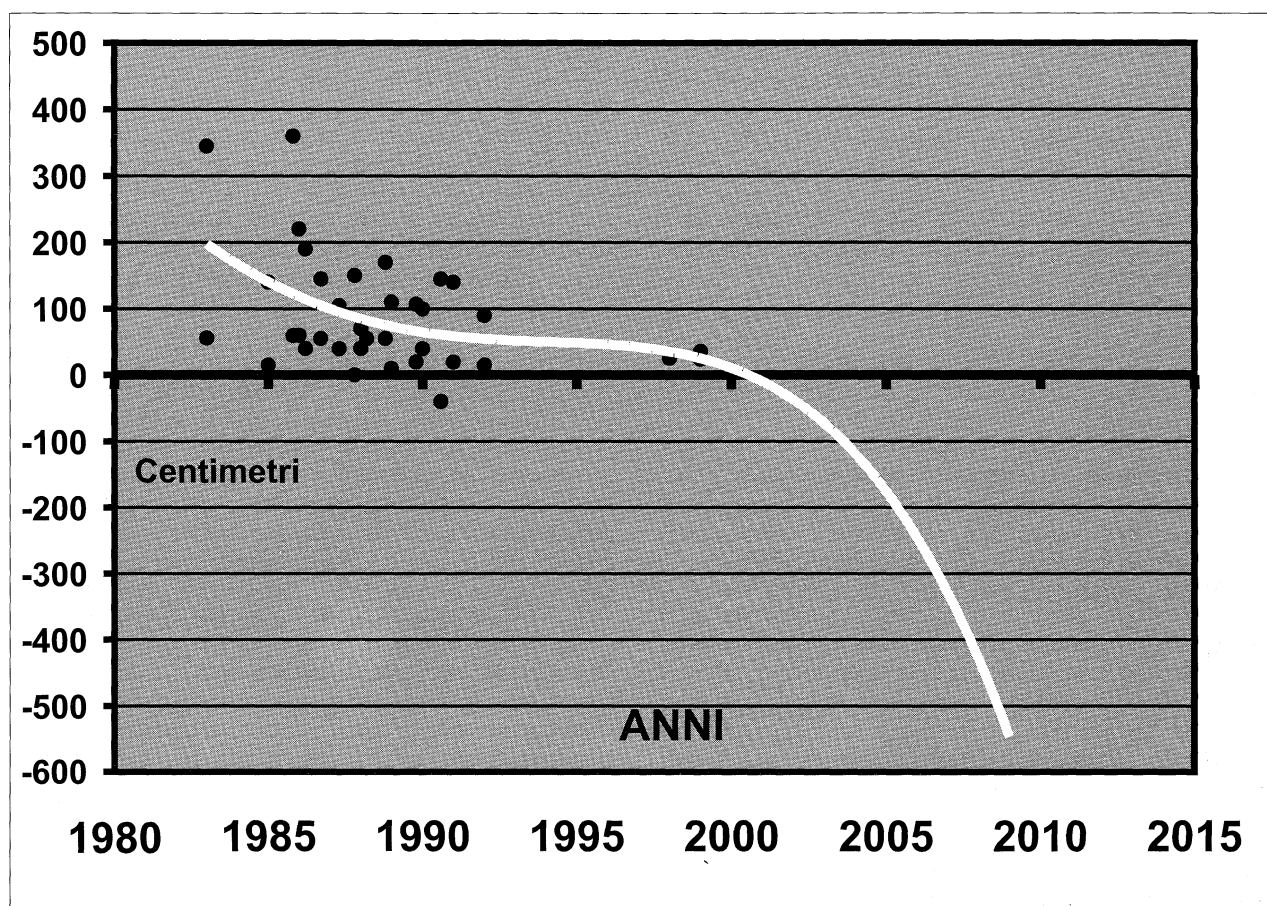


Fig 4 Come nel riquadro B di fig 2 ma con le previsioni di VLM per i prossimi 10 anni.

As on the box B of fig. 2, with prediction of sea level trend for the nex 10 yrs.

della fig 3, tra dieci anni i valori potrebbero addirittura andare sotto zero. Si tratta ovviamente di un paradosso, ma evidenza come sia possibile giocare facilmente con i numeri. Sulla attuale e futura tendenza degli oceani, rimangono sicuramente ancora molte incertezze. Di fatto esiste una discrepanza tra quanto rilevato dalle *ice core* Grip, Gisp, Vostok, dove si evidenzia una inusuale e prolungata uniformità climatica a partire dall'inizio dell'Olocene, in contrasto con i dati di risalita del mare, che seppure in forma attenuata a partire da 5000 anni fa, indicano una risalita continua. Bentley (1999) afferma che, sommando le migliori stime relative al contributo dei ghiacci di Nord America, Europa e Antartide, non si arriva ai 120 metri di dislivello marino, registrati dai coralli di Bard (1990). Le cause di questo *gap* potrebbero essere date da: a) stime sbagliate sulle curve provenienti dai coralli, b) notevoli distese glaciali (*ice sheet*) non note, c) stime sbagliate nello spessore e comportamento degli attuali *ice sheet*. Potendo escludere le motivazioni espone in a (Shakleton 1996), e b, (per la presenza di qualche grande ghiacciaio non noto in Tibet e Russia, ma comunque di poca entità) il lavoro indaga sul terzo motivo: c. Solamente quando la conoscenza di questo dato sarà certa, si potrà discernere tra la risalita naturale del mare e quella indotta da fenomeni tipo effetto serra. Sempre sulla base di ricerche su coralli, sono note due rapidissime risalite del VLM occorse 11.8 ka

(di 13,5 m, Bard *et al.*, 1996) e 10 ka cal BP (di 7,5 metri Blancon & Denton, 1995). È assodato che la causa non è certamente dovuta un collasso di *ice sheet*, ma a veri e propri improvvisi aumenti di temperatura con conseguente scioglimento di ghiacci. In Bentley (1999) infine vengono esposti una serie di approcci per calcolare l'*Antartic contribution* al sollevamento globale; i dati indicano sollevamenti compresi tra 37 e 21 m. L'autore conclude che non vi sono a tutt'oggi dati o modelli che prevedono di determinare di quanti metri è risalito il livello del mare a causa dello scioglimento dei ghiacci durante la deglaciazione.

1.6 Il Diluvio Universale

La rovinosa cascata dal Mediterraneo nel mar Nero occorsa circa 7600 anni cal BP scoperta da Rayan *et al.* (1997), ha aperto il campo a ipotesi scientificamente valide che confermerebbero il mito del Diluvio. Rayan & Pittman (1998) inoltre ipotizzano che la cascata da loro scoperta potrebbe essere stata motivo scatenante per la fuga di popolazioni più evolute trasigrate fino a "colonizzare" l'Europa e la Mesopotamia. La quota del Bosforo (-15 m) e la data della catastrofe 7600 anni, trova una perfetta coincidenza con la curva di VLM di Alessio *et al.* (1996).

Tra 15 e 6.5 ka il livello globale dei mari è risalito velocemente e con continuità; ogni volta che nella sua cor-

sa verso l'alto ha trovato situazioni morfologiche favorevoli, con improvvise depressioni da riempire o pianure nelle quali ingredire, ha prodotto numerosi eventi eccezionali. Tanti, in tutto il mondo e in tanti momenti diversi. Quello scoperto da Ryan & Pitman è solo un esempio.

2. IL COMPORTAMENTO DEI GHIACCIAI ALPINI IN RISPOSTA ALLE VARIAZIONI CLIMATICHE OLOCENICHE

Carlo Baroni

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa - baroni@dst.unipi.it

2.1 I ghiacciai come indicatori delle modificazioni ambientali e climatiche.

I ghiacciai reagiscono ai cambiamenti climatici ed ambientali mutando forma e dimensioni e, pertanto, sono indicatori ambientali molto sensibili. Le relazioni tra clima e sviluppo dei ghiacciai non sono però dirette e sono abbastanza complesse, variando in funzione di diversi fattori, quali le condizioni climatiche regionali e locali, il bilancio energetico e quello di massa, le caratteristiche topografiche del substrato, oltre a vari fattori locali. Avanzate o ritiri sono espressione della risposta dei ghiacciai alle variazioni del bilancio di massa, che sono regolate dal bilancio energetico, a sua volta funzione delle condizioni climatiche locali; inoltre, eventi occasionali, come ad esempio avanzate anomale (*surges*) o frane eccezionali, possono intervenire più o meno incisivamente a modificare il comportamento individuale dei ghiacciai.

Il bilancio netto di massa è nullo in corrispondenza della linea di equilibrio (che per i ghiacciai alpini coincide sostanzialmente con il limite delle nevi permanenti), risultando positivo nella zona di accumulo (a monte di tale linea) e negativo nella zona di ablazione (a valle della linea di equilibrio). Variazioni della quota alla quale si individua la linea di equilibrio (ELA, *Equilibrium Line Altitude*) si verificano in seguito a modificazioni del bilancio di massa e comportano, come conseguenza, una riduzione dei ghiacciai (innalzamento della ELA) oppure, al contrario, un aumento di massa (abbassamento della ELA).

Sono principalmente due le cause che comportano modificazioni del bilancio di massa: variazioni della temperatura nei mesi estivi (stagione di ablazione) e variazioni dell'entità delle precipitazioni nei mesi invernali (stagione di accumulo). Spesso, precipitazioni e temperature variano simultaneamente e non è sempre possibile disporre di altri indicatori, quali ad esempio le variazioni delle dimensioni degli anelli degli alberi, per poter valutare il contributo dei singoli parametri climatici alle variazioni glaciali.

Un'ulteriore complicazione deriva dal tempo che ogni apparato impiega a raggiungere un nuovo equilibrio in conseguenza dei mutati rapporti tra accumuli e perdite. Questo periodo, noto come tempo di risposta, è funzione di vari fattori, in primo luogo le caratteristiche e le dimensioni della massa glaciale. Per i ghiacciai alpini, che hanno dimensioni relativamente ridotte e sono più sensibili alle variazioni di breve periodo, il tempo di risposta può variare da alcuni anni a diverse decine d'anni. In realtà, condizioni prolungate di equilibrio sono solo

teoriche, risultando più realistico pensare ai ghiacciai come accumuli di neve e ghiaccio soggetti a continue e ripetute variazioni del proprio bilancio di massa.

Il monitoraggio annuale delle variazioni delle fronti glaciali, che in ambito alpino ci racconta in dettaglio circa un secolo di storia glaciale, consente di indagare con buoni risultati i rapporti tra clima e variazioni glaciali, anche in assenza di altre evidenze di terreno. È peraltro noto che i ghiacciai hanno modificato forma ed estensione anche in un passato più lontano, abbandonando depositi ai margini delle lingue o presso le fronti e lasciando tracce del proprio stazionamento a varie quote, comprese le zone di accumulo. Numerosi dati su questo tipo di *record* provengono dagli studi di geologia glaciale e geomorfologia, ma le informazioni così ottenute sono necessariamente discontinue e non sempre risultano conservate. La posizione delle morene latero-frontali ci consente peraltro di ricostruire i limiti raggiunti dai ghiacciai in determinati momenti della storia glaciale e di calcolare le relative quote della linea di equilibrio (ovvero del limite delle nevi). Attraverso raffronti con la posizione della linea di equilibrio attuale (o, meglio, della sua posizione in periodi in cui si ritiene che il ghiacciaio abbia raggiunto condizioni di stabilità) si possono valutare anche quantitativamente le modificazioni climatiche che hanno determinato le singole fasi glaciali, noti il gradiente termico della zona studiata ed eventualmente avendo la possibilità di conoscere con l'aiuto di altri indicatori ambientali i rapporti tra le variazioni della temperatura e l'entità delle precipitazioni.

È pertanto possibile utilizzare i ghiacciai per studiare le variazioni climatiche avvenute nell'Olocene, anche se è opportuno richiamare alcune considerazioni che suggeriscano una certa cautela nell'interpretazione dei dati e, soprattutto, nel loro corretto utilizzo per considerazioni paleoclimatiche di validità sia globale sia regionale. Particolare attenzione deve essere rivolta all'identificazione delle cause che hanno indotto variazioni del bilancio di massa e, soprattutto, alla datazione delle morene e dei depositi ad esse correlati, dei limiti dell'erosione glaciale (*trimlines*) e alla definizione dell'estensione topografica dei ghiacciai nel passato. In ogni caso, il valore delle informazioni ottenute con vari metodi di indagine, ai fini dello studio dei rapporti tra variazioni glaciali e clima, è direttamente proporzionale all'accuratezza con la quale è possibile datare gli eventi salienti della storia glaciale.

Il comportamento dei ghiacciai nel corso dell'ultimo secolo è documentato dalle misure annuali delle variazioni frontali e da numerosi documenti iconografici (foto, carte, disegni, ecc.); le fasi più recenti della "piccola età glaciale" sono spesso databili grazie a metodi incrementali (lichenometria e dendrocronologia), mentre un importante contributo viene dai dati fenologici (Le Roy Ladurie, 1982) e dai documenti storici. Contributi di estremo interesse e di grande utilità, ma del tutto occasionali, provengono anche dai ritrovamenti archeologici, basti pensare alla mummia emersa dai ghiacci presso il Gioiolo di Tisa, nelle Alpi Venoste.

Escludendo la "piccola età glaciale", e in particolare la sua parte più recente, è però raramente possibile datare un'avanzata glaciale con un'approssimazione inferiore al secolo. I problemi connessi con la datazione dei depositi glaciali crescono proporzionalmente all'età dei depositi stessi. Le date ^{14}C , in particolare, ma anche

le date ottenute da ceneri vulcaniche, devono essere utilizzate con particolare cautela, sia per la diversa accuratezza delle misure ottenute con vari metodi di analisi ed in vari laboratori, sia per i noti problemi derivanti dalla loro calibrazione, sia per la particolare cura con la quale debbono essere prelevati i campioni da analizzare. Inoltre, è abbastanza raro trovare morene o depositi associati che forniscano materiali databili con il ^{14}C e, molto spesso, le date ottenute non sono direttamente utilizzabili per definire una fase di avanzata o di ritiro, essendo piuttosto dei termini *ante-* o *post- quem* si è verificato un particolare evento della storia glaciale.

Da quanto sopra esposto, è evidente che, per poter utilizzare i ghiacciai come indicatori ambientali, è necessario eliminare i segnali che caratterizzano localmente la loro dinamica, studiando campioni significativi di numerosi individui, prestando particolare attenzione alla datazione dei depositi e cercando il contributo di altre discipline quali, ad esempio, la dendrocronologia, la limnologia e la geochimica degli isotopi stabili (carote di ghiaccio e molluschi dulcicoli).

2.2 Variazioni oloceniche dei ghiacciai delle Alpi Italiane

Numerose variazioni glaciali oloceniche sono segnalate nelle Alpi svizzere e in Austria (Patzelt, 1974; Röthlisberger, 1986; Grove, 1988; Haeberli, 1995). Il confronto con i dati raccolti nel settore meridionale delle Alpi mostra alcune differenze con quanto evidenziato a nord dello spartiacque principale. La non perfetta corrispondenza del comportamento dei ghiacciai sui due versanti alpini può spiegarsi con l'evidente difficoltà di ottenere datazioni precise delle singole fasi, ma va considerata con attenzione anche la possibilità che, effettivamente, i ghiacciai delle Alpi meridionali abbiano reagito in modo diverso alle variazioni climatiche oloceniche. Se ciò fosse vero, le Alpi italiane rappresenterebbero una zona di cerniera tra il bacino mediterraneo e le aree continentali e verrebbero ad assumere un ruolo di primaria importanza per lo studio della storia ambientale recente.

Nelle Alpi italiane trovano alloggio oltre mille ghiacciai. La maggior parte è però rappresentata da piccoli apparati confinati nelle aree più elevate, al di sopra del limite della vegetazione arborea. Solo poche decine di ghiacciai hanno dimensioni sufficienti per riuscire a spingere le proprie fronti entro le valli, in condizioni morfologiche tali da consentire la conservazione di resti organici in vario modo associati ai depositi glaciali, necessari alla datazione con il C-14.

Fino ad oggi, solo una ventina di ghiacciai ha fornito dati diretti delle variazioni oloceniche più antiche, mentre numerosi apparati documentano la storia dell'ultimo secolo. I dati più significativi provengono da tre distinte aree geografiche: la Val d'Aosta (massicci del M. Bianco e del M. Rosa, Ghiacciaio del Rutor), la Valtellina (Gruppi del Bernina e Ortles-Cevedale) e il Gruppo Adamello-Presanella.

In queste aree sono state ottenute diverse decine di date C-14 che ci consentono di delineare la storia olocenica dei ghiacciai delle Alpi italiane, anche se risulta evidente che molto lavoro resta ancora da fare. Infatti, fluttuazioni glaciali in numero superiore a quelle effettivamente datate sono documentate da altre evidenze,

quali il diverso sviluppo della copertura lichenica, differenti spessori dei suoli e le caratteristiche sedimentologiche dei depositi glaciali (Baroni & Carton, 1991).

Dopo l'ultimo massimo glaciale (Pleistocene sup., stadio isotopico 2), la regione alpina è stata interessata da una rapida deglaciazione, che ha confinato le morene deposte nel corso dei successivi stadi interglaciali all'interno dei principali massicci montuosi, ben distanti dalle massime posizioni raggiunte in precedenza.

Depositi organici dell'inizio dell'Olocene, databili intorno a 10.000 anni circa, sono noti in numerosi siti interni alle più recenti morene tardiglaciali (stadio di Egesen) e sono anche contigui alle fronti dei ghiacciai attuali. Sin dall'inizio dell'Olocene, almeno a partire da 9000 anni fa e fino a circa 5000 anni fa, i ghiacciai alpini hanno avuto un'estensione in prevalenza minore o al massimo equivalente a quella assunta nella seconda metà dell'Olocene (Grove, 1988; Nesje & Dahl, 1993), ma non è generalmente noto quale sia stata la minima estensione raggiunta, soprattutto per quanto riguarda i bacini di accumulo. Infatti, mentre le fasi di deterioramento climatico e di massima estensione dei ghiacciai sono documentati da morene terminali e laterali, le posizioni più contratte sono poco note (Porter, 1975; Porter & Orombelli, 1985).

Nelle Alpi italiane non sono ben documentate avanzate glaciali databili all'Olocene inferiore, contrariamente a quanto evidenziato in altre regioni alpine e nella penisola scandinava (Patzelt, 1974; Röthlisberger, 1986; Grove, 1988; Haeberli, 1995; Nesje & Dahl, 1993). Solo il Ghiacciaio del Rutor, nelle Alpi occidentali, sembra aver avuto una pulsazione positiva tra 7000/6800 e 6850/6670 anni fa, pur avendo mantenuto dimensioni più ridotte di quelle attuali (Orombelli, 1998).

Sempre alla fronte del Ghiacciaio del Rutor, oltre trenta date ^{14}C (Porter & Orombelli, 1985; Orombelli, 1998) ottenute da una sequenza di torbe emerse in seguito al ritiro della fronte negli anni '70, dimostrano che questo ghiacciaio era meno avanzato rispetto alla sua posizione attuale nel periodo compreso tra 10.270-9955 (9070 \pm 120 anni BP, GX-14743) e 5740-5605 anni fa (5045 \pm 90 anni BP, GX-15490; 4945 \pm 65 anni BP, UZ-2790). Dopo la data più recente sopra indicata, il ghiacciaio è avanzato ed hanno cessato di esistere le condizioni per lo sviluppo della torba messa in luce dal recente ritiro della fronte.

Una situazione simile si ritrova anche nelle Alpi Venoste (Baroni & Orombelli, 1996), dove un suolo sepolto rinvenuto al Giogo Basso ed il ritrovamento di manufatti mesolitici nei pressi del sito dove è stata rinvenuta la nota mummia preistorica, documentano che nelle fasi iniziali dell'Olocene, fino almeno a 6450/6300 anni cal BP (GX-20678-AMS), una fascia deglaciatà circondava la parte sommitale del Ghiacciaio di Giogo Basso: in quel periodo le dimensioni del bacino d'accumulo di questo ghiacciaio erano inferiori a quelle massime raggiunte nell'Olocene ed erano paragonabili a quelle odierne.

Quanto messo in luce alla testata del Ghiacciaio di Giogo Basso è particolarmente interessante poiché si evidenzia che, durante le fasi di minor estensione dei ghiacciai alpini, non solo le fronti stazionarono in posizioni arretrate, ma anche i bacini di accumulo erano arealmente meno estesi e, alle alte quote, si liberavano aree più o meno vaste in grado di sostenere inceptisuoli

con orizzonti A ricchi di sostanza organica. Se nelle zone frontali risulta del tutto eccezionale la possibilità che si conservino tracce delle posizioni minime delle fronti, cancellate dalle successive avanzate glaciali, nelle aree sommitali ci viene offerta una nuova possibilità di indagare la storia glaciale, in un ambito morfologicamente più conservativo.

Assumendo che durante l'*Hypsithermal* la temperatura fosse più elevata di 1-2 °C rispetto all'attuale (Grove, 1988; Nesje & Dahl, 1993) è possibile che sulle Alpi, in quel periodo, molti ghiacciai siano scomparsi, come riscontrato anche in Norvegia da Nesje & Dahl (1993).

Il Neoglaciale

A partire da circa 5000-5300 anni fa, i ghiacciai alpini hanno conosciuto varie fasi di avanzata che si collocano in un'epoca nota come "Neoglaciale", comprendente parte dell'Olocene medio e l'Olocene superiore (Porter & Denton, 1967). Nelle Alpi italiane sono state riconosciute almeno quattro pulsazioni positive, la più vigorosa delle quali è quella più recente, nota come "piccola età glaciale" (XVI-XIX sec.). Le morene di quest'ultima fase sono quelle che occupano le posizioni più avanzate, a distanze comprese tra alcune centinaia di metri ed un paio di chilometri dalle fronti attuali. I depositi della "piccola età glaciale" coprono gran parte delle tracce lasciate dalle avanzate precedenti ed è questo il principale motivo che rende rare le evidenze di avanzate oloceniche più antiche.

Una precisa datazione dell'inizio del Neoglaciale sulle Alpi è stata possibile grazie all'accentuata contrazione che ha caratterizzato in questi ultimi anni i ghiacciai alpini (Baroni & Orombelli, 1996) ed ha portato alla sensazionale scoperta della mummia di un uomo preistorico (5300-5050 cal yr BP) presso il Giogo di Tisa (Hauslabjoch, 3280 m), vicino al rifugio Similaun, a circa 100 m dal confine austriaco, lungo lo spartiacque tra Alpi Venoste e Ötztaler Alpen (Barfield *et al.*, 1992; Barfield, 1994; Bonanni *et al.*, Egg. *et al.*, 1993; 1994; Höpfel *et al.*, 1992; 1994; Spindler, 1994, 1995; Spindler *et al.*, 1995).

L'eccezionale stato di conservazione della mummia e del suo corredo archeologico ha richiesto un rapido seppellimento ad opera delle precipitazioni nevose, che è avvenuto in una zona deglaciata ed ha seguito di poche ore la sua morte, alla fine della stagione estiva. Il corpo è rimasto completamente coperto in ognuna delle successive stagioni di ablazione, superando anche momenti di relativo assottigliamento del manto nevoso (ad es. intorno a 4416-4158 anni cal BP). L'uomo del Giogo di Tisa è emerso dalla sua tomba di neve e ghiaccio solo nel settembre 1991, al momento del rinvenimento. Pertanto, intorno a 5300-5050 anni cal BP un rapido cambiamento climatico si è verificato in ambiente alpino e tale deterioramento coincide con l'inizio del periodo Neoglaciale nelle Alpi. Se ne deduce anche che negli ultimi 5000 anni il ghiacciaio che ha custodito l'uomo preistorico ha mantenuto uno spessore maggiore e dimensioni più estese di quelle attuali.

Questo evento trova riscontro anche in alcuni *record* paleoambientali: l'epoca del seppellimento dell'uomo del Ghiacciaio di Giogo Basso coincide con un rapido incremento nella concentrazione di ⁴CH nell'atmosfera, testimoniato intorno a 5200-5000 anni BP nella

carota di ghiaccio GRIP prelevata in Groenlandia (Blunier *et al.*, 1995). Quale indicatore ambientale, il metano sarebbe in relazione con un incremento di umidità alle medie ed alte latitudini dell'emisfero settentrionale. Inoltre, un'altra carota groenlandese (carota Renland), mostrerebbe un rapido cambiamento nel rapporto isotopico dell'ossigeno, proprio alla fine dell'*optimum* climatico (Larsen *et al.*, 1995).

Altre fasi neoglaciali di espansione dei ghiacciai italiani, precedenti alla "piccola età glaciale", si collocano intorno a 3000 anni dal presente e intorno alla fine del primo millennio d.C.

La prima espansione sembra legata ad un evento climatico della stessa entità di quello che portò i ghiacciai sulle massime posizioni oloceniche nella "piccola età glaciale", per lo meno, medesima è stata la risposta dei ghiacciai che l'hanno registrata. Una morena terminale del Ghiacciaio dei Forni (Gruppo Ortles-Cevedale), appena all'esterno del limite della "piccola età glaciale" sostiene depositi torbosi che, alla base, hanno fornito un'età di 2670 ± 130 anni BP (cal 930-710 BC). Si tratta di un'età minima per l'avanzata neoglaciale, qui segnalata per la prima volta (Orombelli & Pelfini, 1985).

Due date che delimitano una fase positiva del Ghiacciaio di Pissana (Gruppo dell'Adamello) sono state segnalate da Baroni & Carton (1991). La prima è un'età massima ed è stata ottenuta da un suolo sepolto da una morena laterale sinistra (3015 ± 75 BP, GX-14712); la seconda è un'età minima ed è stata ottenuta da un livello organico in una depressione sostenuta dalla medesima morena (2345 ± 125 BP, GX-14710).

Un'ulteriore avanzata neoglaciale, avvenuta intorno alla fine del primo millennio d.C., è documentata dal Ghiacciaio della Brenva (M. Bianco, Orombelli & Porter, 1982), dove un tronco sepolto da una morena laterale ha fornito un'età di 1170 ± 55 anni BP (760-980 cal A.D.). Una conferma per questa fase positiva proviene da un suolo sepolto da una morena laterale del Ghiacciaio del Lys (M. Rosa, Strumia, 1997), datato 1185 ± 80 anni BP (GX-19713, 734-980 cal A.D.).

L'ultima fase di avanzata neoglaciale è nota come "piccola età glaciale" ed è in realtà costituita da una serie di pulsazioni positive (inizio del XVII sec., più fasi nel XVIII sec., intorno al 1820 A.D. e intorno al 1850 A.D.), intervallate da periodi di relativa contrazione dei ghiacciai. Sulle Alpi italiane sono principalmente documentate le fasi più recenti (che hanno portato i ghiacciai sulle massime posizioni raggiunte in tutto l'Olocene), anche se non mancano evidenze legate alle fasi più antiche. Tra queste, al Ghiacciaio del Miage (M. Bianco), un ceppo sepolto da una morena indica una fase di avanzata avvenuta intorno al 1640 A.D. Il Ghiacciaio del Rutor ha conosciuto varie fluttuazioni tra il XIII ed il XIX sec., documentate da una lunga serie di rotte glaciali (una dozzina tra il XVI e il XIX sec.) avvenute in seguito alle fasi di ritiro del ghiacciaio (Sacco, 1917, 1934). Un'avanzata ascrivibile alle prime fasi della "piccola età glaciale" è stata recentemente segnalata anche alla fronte del Ghiacciaio della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Baroni & Carton, 1996).

A partire dal 1860 A.D. i ghiacciai hanno conosciuto un marcato ritiro, intervallato da brevi pulsazioni positive. Numerosi ghiacciai sono arretrati di un paio di chilometri in 130 anni circa, riducendo le dimensioni areali del 45% (Orombelli, 1997). Brevi pulsazioni positive so-

no documentate intorno al 1890-95, al 1920-25, negli anni '70 e '80. Alcuni ghiacciai hanno registrato una pulsazione positiva anche tra la fine degli anni '30 e i primi anni '40. Per alcuni si è trattato di un evento anomalo legato a condizioni locali, come nel caso del Ghiacciaio della Brenva (frana su ghiaccio che ha protetto la zona di ablazione, Orombelli & Porter, 1982); in altri casi (Ghiacciai della Lobbia e del Mandone, Baroni & Carton, 1996; ghiacciai lombardi, dati inediti) è stata invece registrata una vera e propria pulsazione positiva.

Sui ghiacciai del Careser, della Lobbia, dell'Adamello, e su numerosi altri apparati di altre regioni delle medie latitudini (Thompson *et al.*, 1993), la recente fase di riscaldamento climatico ha portato la linea delle nevi annua al di sopra della massima quota dei ghiacciai, determinando una riduzione areale e un assottigliamento anche negli alti bacini di accumulo. Ciò consente di ipotizzare che il Neoglaciale stia per finire? La linea delle nevi si sta innalzando fino al limite superiore raggiunto negli intervalli più caldi sperimentati negli ultimi 10000 anni? Secondo Maisch (1992), con un ulteriore riscaldamento di 2° C l'estensione dell'area coperta dai ghiacciai nelle Alpi si ridurrebbe a circa il 25% di quella attuale in pochi decenni. Se il trend attuale proseguirà ci si deve aspettare un'ulteriore contrazione dei ghiacciai: a quel punto potrebbero essere superate le dimensioni minime mai raggiunte dai ghiacciai negli ultimi 20.000 anni.

3. CLIMATOLOGIA STORICA

Dario Camuffo

CNR-ICTIMA, Corso Stati Uniti 4, 35127 Padova, camuffo@clima.ictr.pd.cnr.it

Conoscere il clima del passato, quando l'impatto antropico era trascurabile o molto limitato, è la chiave per capire i cambiamenti climatici, prevedere le variazioni interannuali e gli scenari futuri, e infine per assistere le decisioni sui tipi di attività che possono portare a catastrofi ambientali. La climatologia storica (degli ultimi 2000 anni) è raccomandata nell'ambito dei programmi *Past Global Changes* (PAGES) dell'*International Geosphere and Biosphere Program* (IGBP) e *Climate Variability and Predictability* (CLIVAR) del *World Climate Research Programme* soprattutto al fine di ottenere informazioni sulle variazioni del sistema terrestre in epoca pre-industriale (ultimi 150 anni), come base di riferimento sopra alla quale viene a sovrapporsi l'impatto antropico. Essa si basa essenzialmente su tre tipi di dati:

(i) Misure strumentali che documentano giornalmente e in maniera diretta i fattori meteorologici

che hanno caratterizzato gli ultimi due secoli su buona parte del territorio. Grande rilevanza rivestono alcune serie italiane che sono tra le più lunghe esistenti al mondo (es. Padova: 1725-oggi), e coprono quasi tre secoli.

(ii) Testimonianze dirette contenute in fonti scritte (documenti d'archivio, annali, cronache, diari, epigrafi, ecc.) che descrivono situazioni meteorologiche ricorrenti o anomale, la loro evoluzione, i loro effetti, le calamità naturali che si sono avvicendate negli ultimi millenni. Questi dati documentano più o meno l'arco di 2500 anni, e molto bene il periodo dal 1200 a oggi. In Italia si dispone di un numero incredibilmente grande e inesplorato di testimonianze scritte di eventi climatici e di calamità naturali. Per esempio, il solo Archivio Storico di Venezia contiene scaffali per uno sviluppo di 70 km di documenti. Un esempio applicativo è la frequenza delle acque alte a Venezia, riportato in Fig.1.

(iii) Indicatori indiretti di origine naturalistica (dati "proxy", come a es. anelli degli alberi o sedimenti di natura biologica o geologica) che informano sull'evoluzione climatica e sugli eventi estremi che hanno lasciato il loro segno, o la loro memoria. Per la lunga tradizione culturale italiana, ci si trova nella fortunata situazione di avere un ricchissimo patrimonio sia di dati strumentali, sia di dati d'archivio, e questo è un indubbio vantaggio nei confronti internazionali. Anche se molto lavoro si è fatto in tal senso, vanno continuate la ricerca e la trascrizione informatica dei vari tipi di dati climatici, la loro validazione, correzione e omogeneizzazione, la loro analisi numerica e l'interpretazione climatica.

3.1 Gli obiettivi principali sono:

- Implementare il patrimonio informativo nelle banche dati, in quanto un'accurata documentazione del passato è di fondamentale rilevanza per l'intera comunità scientifica internazionale, sia per una migliore comprensione dei cambiamenti climatici e dell'impatto antropico, sia per la validazione dei modelli.
- Ricostruire l'evoluzione naturale del clima degli ultimi due millenni.

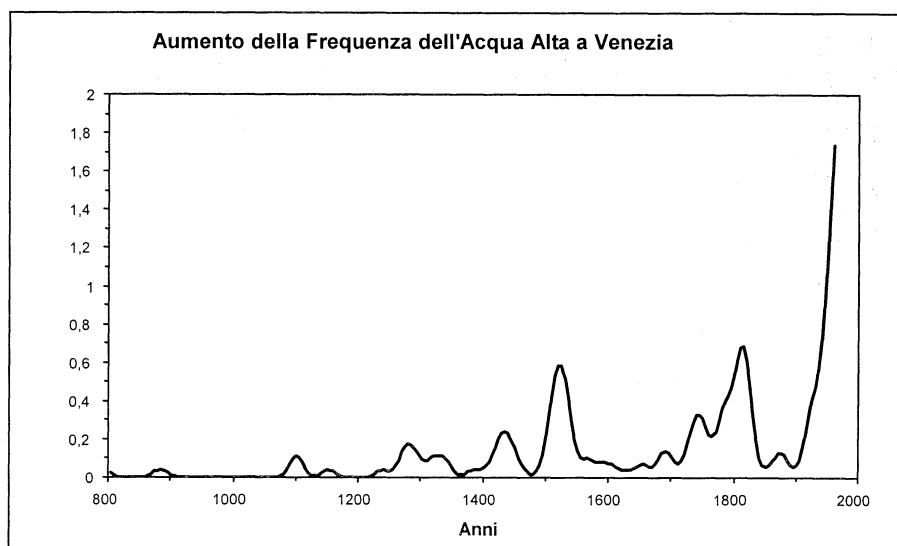


Fig. 1 - La frequenza delle acque alte a Venezia ha avuto un primo picco durante il minimo di Spoerer dell'attività solare nella prima metà del 1500, un secondo picco di natura climatica a cavallo tra il 1700 e il 1800; poi una crescita molto forte questo secolo per cause antropiche.

- Indagare le teleconnessioni con le forzanti naturali (es. attività solare, vulcanica).
- Conoscere l'impatto realistico dell'attività antropica nei tempi recenti (es. effetto serra). In particolare, un'analisi critica degli errori delle serie strumentali ha mostrato che l'incertezza delle osservazioni è superiore al segnale del riscaldamento attualmente accettato di $0,6^\circ \text{C/sec}$.
- Studiare la distribuzione dei valori estremi (temperature, piogge, ecc) associati ai differenti indici di circolazione atmosferica per una migliore comprensione dei rischi futuri.
- Studiare la stagionalità delle piogge e i tempi di ritorno per il rischio di desertificazione o di catastrofi sul territorio nazionale.
- Studiare la variabilità interdiurna (tra cui le gelate tardive) specie in rapporto al periodo favorevole allo sviluppo delle piante.
- Collegare le vicende climatiche sul territorio italiano a un contesto più vasto, come la scala europea e quella interessata dalle Oscillazioni del Nord Atlantico o dal Niño. Naturalmente in questo campo sono particolarmente proficue le collaborazioni internazionali che danno la possibilità di congiungere diverse esperienze e di lavorare su un *set* di dati molto più ampio.
- Modellare e predire la variabilità climatica attesa per il prossimo futuro.

3.2 Metodi di lavoro

Per quanto riguarda le lunghe serie strumentali, è necessaria un'indagine preliminare che, sulla base di

informazioni storiche d'archivio e di *test* statistici, permetta di stabilire le discontinuità e le disomogeneità della serie (es. strumentazioni usate, esposizione, calibrazioni e metodiche operative). Questo lavoro critico è stato già intrapreso per alcune serie ma molto deve essere ancora fatto per validare le varie serie esistenti. In particolare, si ha notizia dell'esistenza di alcune serie che sono attualmente disperse e che devono essere rintracciate. Dati e metadati (i.e. l'insieme delle informazioni relative ai dati) vengono poi informatizzati nella banca dati. Conclusa la fase preliminare e note l'affidabilità e la rappresentatività dei dati, è possibile passare alla loro correzione, omogeneizzazione, e analisi statistica.

I dati da fonte scritta prevedono anch'essi una fase preliminare a carattere prettamente multidisciplinare, dove al climatologo s'affiancano lo storico e l'archivista, per la ricerca, la valutazione critica della fonte e dell'autore, la verifica dei riscontri storici, la lettura del testo (scritto in latino o vernacolo antico) e la datazione precisa. Le testimonianze scritte vengono poi trasformate in dati con una valutazione quantitativa dell'intensità del fenomeno, ove possibile, e trasferite in una banca dati informatizzata che permette la successiva elaborazione matematica e interpretazione climatica. La dendroclimatologia si integra molto fruttuosamente con l'analisi dei documenti scritti perché da una parte le fonti storiche permettono di interpretare meglio i segnali fenologici, dall'altra gli anelli di crescita permettono una validazione assoluta delle datazioni e la possibilità di riconoscere e evitare le duplicazioni o moltiplicazioni di eventi per una imprecisa o dubbia datazione storica.

Un esempio di quanto le serie termometriche necessitino di correzioni e omogeneizzazioni può illustrare il problema.

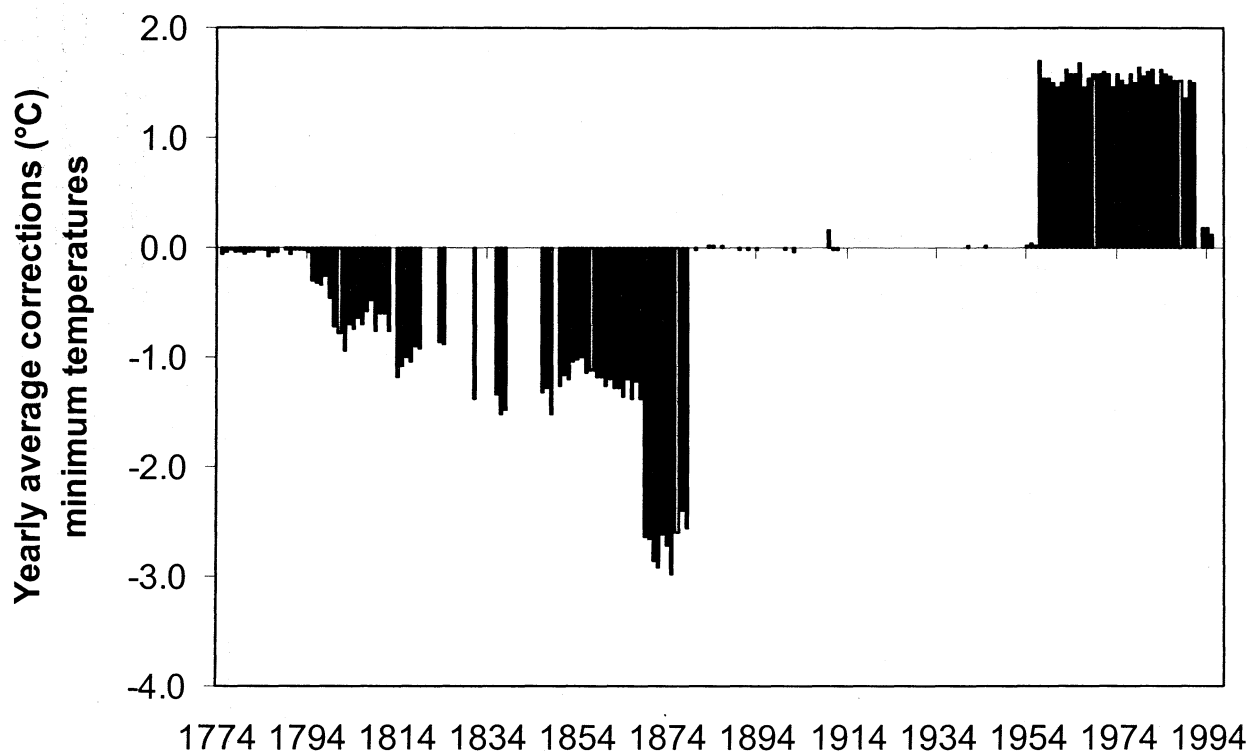


Figura 2 - Media annuale delle correzioni apportate per la temperatura minima giornaliera a Padova

Yearly average correction for minimum daily temperatures in Padua

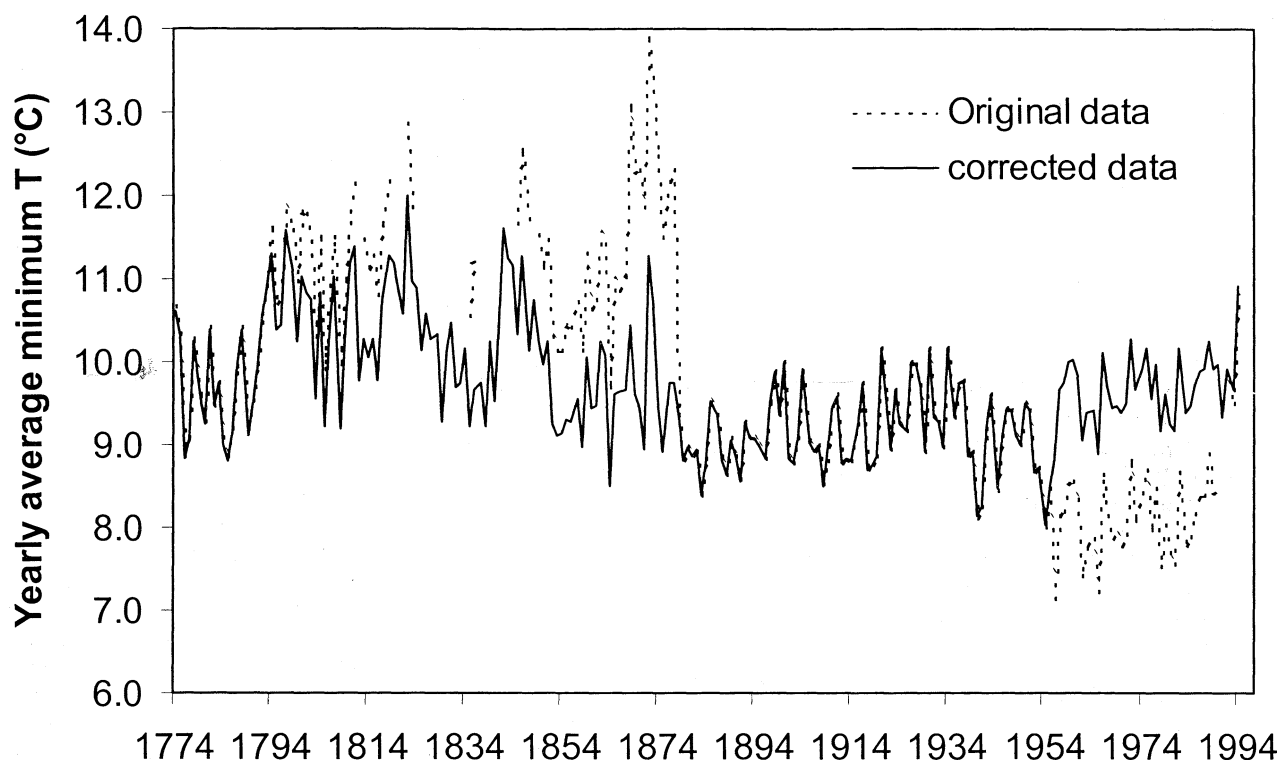


Figura 3 - Valor medio annuo delle temperature minime giornaliere a Padova: dati originali e dati corretti e omogeneizzati. È evidente una diminuzione della temperatura minima giornaliera.

Yearly average of daily minimum temperature in Padova: original data (dotted line) and corrected data (full line). A decreasing trend of the minimum temperature is evident.

Da Cocheo, C. & Camuffo, D. 2000: Corrections of systematic errors and data homogenisation in the Padova series (1725 – today). *Climatic Change*, (submitted).

La serie di Padova prima e dopo le correzioni, e la serie delle somme algebriche annue delle correzioni apportate ai dati originali. Nella prima parte della serie sono dominanti correzioni per errori sistematici di vario tipo, soprattutto a seguito di cambiamenti nelle metodologie di osservazione. Nella parte più recente, nella seconda metà del secolo scorso, i dati presi dall'Aeronautica Militare misurati ad altezza capannina hanno dovuto essere resi omogenei a quelli osservati alla Specola a 17 metri d'altezza, dove il profilo termico è diverso

4. CONSIDERAZIONI SULLO STUDIO DEI TRAVER- TINI: IMPORTANZA, FINALITÀ, LIMITI.

C. Carrara

Lo studio dei travertini negli ultimi decenni ha assunto una notevole importanza, poiché, se condotto con l'ausilio di ricerche multidisciplinari (soprattutto con analisi sedimentologiche, paleontologiche e di geochimica isotopica) associate a datazioni, può dare risultati interessanti non solo per la definizione dei paleoambienti di sedimentazione, ma anche per le indicazioni paleoclimatiche che se ne possono trarre. Il processo di precipitazione del travertino, roccia composta quasi esclusivamente da carbonato di calcio, che precipita dalla solu-

zione acquosa principalmente per perdita di anidride carbonica, è strettamente legato da una parte a fattori morfologici e idrogeologici, dall'altra ai caratteri chimico-fisici delle acque (composizione, termalità, ecc.), dell'ambiente (umidità, intesa come qualità e quantità delle precipitazioni, temperatura) ed alla "produttività" biologica, vegetale ed animale. Il travertino si depone in una grande varietà di ambienti d'acqua dolce (fluviale, palustre, lacustre, sorgentizio di tipo termale e non, di pendio acclive o lieve, con la formazione di gradinate di vasche e di cascate, di sbarramenti, ecc.). Il termine travertino, quindi, è comprensivo di una grande varietà di litofacies, da ben cementate a sciolte, da stratificate a laminate a massicce, e di associazioni di facies.

Gli studi più recenti (Pentecost, 1995; Ford & Pedley, 1966) hanno messo in evidenza che la deposizione di travertino può avvenire in un vasto campo di regimi climatici, dal temperato fresco al caldo umido, fino, in particolari condizioni, al semi-arido. Generalmente la precipitazione è massima nei periodi freschi, temperati o caldi e umidi (interglaciali, interstadiali e/o durante episodi pluviali), mentre diminuisce notevolmente o cessa del tutto nei periodi freddi e aridi (glaciali). La deposizione di travertino è stata particolarmente intensa nel Pleistocene medio-superiore e nella prima parte dell'Olocene (Guert, 1976; Hennig, Grün & Brunnacker, 1983; Carrara, 1991 e 1994), fino a subire una drastica riduzione in tempi tardo-olocenici per cause ancora dibattute, connesse con variazioni del regime idrologico, della

composizione chimica delle acque o per interferenza dell'attività antropica (Goudie, Viles & Pentecost, 1993; Dramis, Materazzi & Cilla, 1999). Anche le variazioni climatiche stagionali condizionano la deposizione del travertino, che può dar luogo a tessiture laminate, a lamine millimetriche chiare e scure alternate. Le lamine chiare si formano durante la stagione primaverile-estiva; quelle scure, più sottili, più ricche di materiale detritico, durante la stagione invernale. Si osserva anche un'ulteriore microlaminazione, connessa con la deposizione diurna e notturna. Nello studio dei depositi di travertino è, quindi, di fondamentale importanza l'analisi di facies, integrata da osservazioni di carattere mineralogico-petrografico per la determinazione dei componenti autigeni ed allotigeni presenti nella roccia, elementi che insieme permettono la definizione dell'ambiente di deposizione. È indispensabile studiare il contenuto faunistico (molluschi, ostracodi, diatomee) e quello paleobotanico (polline, resti vegetali), che permettono il primo di determinare alcuni caratteri dell'ambiente di precipitazione, come le condizioni di temperatura e umidità, la profondità delle acque, la loro energia, ecc., il secondo la presenza o meno nell'area di associazioni vegetali che possono fornire informazioni climatiche.

Di grande interesse è, inoltre, l'applicazione della geochimica isotopica. Infatti, la costruzione di curve della composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio relative a serie continue prelevate in depositi autoctoni può evidenziare variazioni isotopiche connesse con cambiamenti climatici. Se si hanno a disposizione datazioni U/Th, ^{14}C o di altro tipo (amino acidi nei gusci di molluschi) del travertino o di materiali in esso contenuti (carboni, legni, frustoli vegetali, molluschi, paleosuoli ricchi di sostanza organica, ecc.), si può ottenere una curva "climatica" correlabile con quelle classiche marine e/o continentali. Naturalmente le curve ottenute dovranno essere interpretate con grande attenzione, poiché la deposizione del travertino è influenzata da molti fattori, spesso locali e la precipitazione può essere soggetta a processi di disequilibrio. Sono noti molti lavori nei quali sono riportate curve del d^{18}O e del d^{13}C di depositi calcarei laminati d'acqua dolce (*calcareous tufa*) del Pleistocene superiore-Olocene di svariate regioni, quali Stati Uniti, Inghilterra, Francia, Svizzera, Germania, Polonia, Svezia, che riproducono abbastanza fedelmente le curve climatiche marine (Stuiver, 1970; Mörmér & Wallin, 1977; Rozanski *et al.*, 1992; Lotter *et al.*, 1992; Rolli *et al.*, 1994). Sono numerosi anche i lavori di carattere generale su travertini affioranti nell'area mediterranea (Algeria, ex-Iugoslavia, Marocco, Turchia, Grecia); ne definiscono la genesi, le facies, il carattere di indicatori di eventi neotettonici, il significato climatico sulla base di ricerche palinologiche. Altri lavori multidisciplinari di notevole interesse riguardanti sedimenti calcarei palustri e lacustri della regione sahariana e del Sahel del Nord Africa ricostruiscono i paleoambienti e la paleobiologia, nonché il significato climatico di detti sedimenti in un periodo compreso tra 9300 e 3000 yr BP (Gasse *et al.*, 1987 e 1990). Le curve del d^{18}O e del d^{13}C hanno permesso di definire i maggiori cambiamenti climatici durante l'ultima deglaciazione, cambiamenti che sono risultati in accordo con gli eventi messi in evidenza dai *deep-sea drillings*, dalle carote glaciali e, in generale, dalla climatologia europea. Lavori interessanti sono dedicati ai travertini affioranti in Israele, depositi a più ri-

prese durante gran parte del Quaternario, in particolare negli stadi isotopici 7 e 5 e tra 41 e 22 ka, in corrispondenza di regimi idrologici diversi dagli attuali, in condizioni climatiche più umide (Weinstein-Evron, 1987; Kronfeld *et al.*, 1988).

I travertini affioranti nella penisola italiana sono stati studiati negli ultimi decenni da molti ricercatori; di particolare interesse sono i lavori dei ricercatori dell'Università di Napoli (D'Argenio & Ferreri, 1986; Brancaccio *et al.*, 1988), ai quali va riconosciuto il merito di avere per primi in Italia classificato e studiato alcuni depositi di travertino dell'Appennino meridionale con ricerche multidisciplinari, che hanno permesso non solo di inquadrare i depositi in un preciso contesto evolutivo quaternario, ma anche di mettere in evidenza per mezzo della geochimica isotopica implicazioni tettoniche e paleoclimatiche.

L'autore di questa nota ha condotto ricerche su vasti depositi di travertino dell'Italia Centrale e di altre aree (Carrara, Esu & Ferrelli, 1995; Carrara, Ciuffarella & Paganin, 1998). Viene descritto lo schema evolutivo quaternario dei vari depositi, corredato e supportato da dati di altre discipline (palinologia, datazioni U/Th e ^{14}C , aminostratigrafia, composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio, archeologia, ecc.). Viene evidenziato il significato paleoambientale e paleoclimatico della sedimentazione calcarea in ambiente continentale, che ha avuto luogo generalmente durante fasi climatiche fresche, temperate e/o calde, e umide, divise da fasi più fredde e aride, nelle quali avrebbero prevalso processi erosivi. Si avanza l'ipotesi che le variazioni di umidità siano determinanti nel processo di precipitazione del carbonato di calcio, forse più delle variazioni di temperatura, che, almeno alle latitudini e altitudini dei depositi studiati, sarebbero meno significative che nei paesi centro-europei. Grande importanza nella deposizione di sedimenti calcarei d'acqua dolce è riservata all'attività di batteri, alghe e piante igrofile in generale. L'autore ha anche tentato di usare gli isotopi stabili (d^{18}O e d^{13}C) per costruire una curva "climatica" corredata da datazioni radiometriche e da dati archeologici (Carrara, 1994). L'esame della curva del d^{18}O ha messo in evidenza alcune coincidenze con le curve isotopiche dell'ossigeno riportate da altri autori, relative a sequenze marine e continentali, comprese quelle delle calotte glaciali. Dette coincidenze trovano corrispondenza con le curve della concentrazione dell'anidride carbonica nell'atmosfera (sondaggi di Byrd Station e Vostok, Antartide) e con le curve palinologiche relative a sedimenti continentali della regione laziale-abruzzese (Magri & Follieri, 1992).

Lo studio dei travertini è, quindi, molto complesso. Analisi di facies e mineralogico-petrografiche devono guidare la scelta dei campioni usati per le datazioni coi metodi U/Th e ^{14}C e per l'analisi isotopica. Detti campioni dovranno essere scelti tra le facies autoctone laminitiche e/o microtermali e fitoermali meno contaminate dall'apporto di componenti allotigeni e dalla deposizione secondaria di cementi calcitici nei vacuoli e nelle cavità della roccia.

I limiti talora rilevanti che si incontrano nello studio dei travertini sono prima di tutto geologici, nel senso che i depositi di questo tipo sono spesso poco estesi, poco potenti, frammentari e presentano facies molto va-

riabili da luogo a luogo anche nello stesso affioramento. Ciò non permette un campionamento omogeneo per tutto lo spessore del deposito e, quindi, sicure correlazioni tra un affioramento e l'altro, se non ci sono *marker* stratigrafici. Il travertino, inoltre, una volta abbandonato dalle acque madri, è facilmente erodibile; le superfici di erosione spesso sono poco evidenti e difficilmente rilevabili. Le datazioni U/Th di campioni di travertino, inoltre, vanno discusse e prese in considerazione con prudenza e, se possibile, incrociate con datazioni di altro tipo, poiché a volte il campione datato è "inquinato" da materiale allotigeno o interessato da processi di dissoluzione e riprecipitazione, di ricristallizzazione, ecc. In questo caso le datazioni devono essere corrette per mezzo di analisi laboriose.

Lo studio dei travertini necessita di ricerche multidisciplinari; è quindi costoso non solo in termini di *budget*, ma anche in termini di fattibilità, poiché non è facile mettere insieme uno staff di ricercatori interessati a tale soggetto. Infine, un certo limite di incertezza è rappresentato dai dati relativi alla composizione isotopica dell'ossigeno e del calcio dei campioni di travertino, che, come già ricordato, spesso possono essere alterati all'origine da processi di disequilibrio nella precipitazione, processi pressoché impossibili da valutare e da correggere.

Tuttavia, nonostante le difficoltà e i limiti che si incontrano, lo studio dei travertini rappresenta un valido ed indispensabile ausilio per ricostruire l'evoluzione morfologica e geologica delle aree di affioramento e può dare informazioni utili nelle ricerche paleoclimatiche, pur non rappresentando un *marker* chiaro ed univoco.

5. ARCHEOLOGIA PER LO STUDIO DELL'OLOCENE

Mauro Cremaschi

Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio,
Il Università degli Studi di Milano,
mauro.cremaschi@unimi.it

L'Archeologia, o almeno la parte di essa che gli anglosassoni usano chiamare Archeologia ambientale ha un peso determinante nello studio dell'Olocene, per almeno tre ragioni:

In questo periodo l'attività dell'uomo condiziona in modo determinante l'evoluzione delle aree continentali. Anche se oggi si sa che anche nell'Olocene vi sono state variazioni climatiche legate a fattori non antropici, le interferenze fra clima ed attività dell'uomo, specie alle medie e basse latitudini, devono essere prese in considerazione per interpretare correttamente molti dei *proxy data* delle aree continentali (sequenze polliniche, suoli, sedimenti lacustri e fluviali, sedimenti in grotta etc.); è di grande rilevanza scientifica comprendere i mutui condizionamenti fra uomo ed ambiente, come le comunità umane abbiano reagito agli stress ambientali, in un periodo in cui la documentazione sia paleoambientale che archeologica è sufficientemente ricca per comprendere i meccanismi; i siti archeologici sono il punto di incontro di diversi ecosistemi e racchiudono diverse classi di do-

cumenti con valenza paleoambientale e quindi paleoclimatica: sono pertanto archivi insostituibili per ricostruire l'evoluzione paleoambientale e paleoclimatica delle aree continentali.

La materia di competenza ed interesse dell'Archeologia ambientale è vastissima, specie in regioni come quella italiana continuamente ed intensamente abitate fino dalla più lontana Preistoria.

Tuttavia, coerentemente allo spirito della Riunione AIQUA che vuole individuare dei particolari markers nell'evoluzione paleoclimatica nell'Olocene, elenco di seguito alcune, tra le diverse possibili, fasce cronologiche di particolare rilievo per cambiamenti ambientali e culturali:

- 10.000 - 7000 BP: *la conquista delle aree marginali da parte dei cacciatori mesolitici*. Nei primi millenni dell'Olocene si assiste ad una fulminea diffusione dei gruppi di cacciatori mesolitici specialmente nelle aree rese accessibili dalla deglaciazione. Il fenomeno è di grande rilevanza ed è documentato sia sugli Appennini che sulle Alpi. Entrambe le catene sono completamente attraversate e specialmente sulle Alpi i siti mesolitici posti ad alta quota sembrano indicare una posizione particolarmente arretrata dei ghiacciai alpini. I siti mesolitici sono indagati da numerosi gruppi di ricerca e hanno fornito le principali informazioni per la ricostruzione paleoambientale del primo Olocene.
- 7000 - 5500 BP: *coltivatori neolitici e periodo "Atlantico"*; la diffusione delle culture neolitiche consegue all'importazione di tecniche di addomesticamento dei cereali e degli animali dal medio oriente. Anche in Italia l'introduzione delle pratiche agricole ha avuto conseguenze importanti sull'uso del territorio ed è avvenuta in un contesto ambientale caratteristico. Le aree montuose sono zone solo marginalmente frequentate ad eccezione delle grandi vie di comunicazione, come ad esempio la val d'Aldige mentre i siti si concentrano nelle aree di pianura a più alta produttività per l'agricoltura cerealicola. I siti neolitici sono in genere associati a suoli profondi - che si sviluppano soltanto in questo momento dell'Olocene - indicanti una generalizzata stabilità morfodinamica e la presenza di una densa copertura vegetale che il disboscamento parziale operato dalle comunità mesolitiche non riesce a mettere in crisi.
- 5500 - 3300 BP: Tale periodo che segna l'inizio del Pleniglaciale è teatro di cambiamenti importanti sia dal punto di vista paleoambientale che culturale ancora non ben compresi. L'episodio di peggioramento climatico segnato dal ritrovamento dell'uomo di Similaun, ha significativi riscontri anche in ambiente padano dove coincide con una fase di generalizzata erosione dei suoli e degradazione dei versanti. Nello stesso periodo tuttavia si colloca l'inizio della prima deforestazione sistematica, legata però ad un radicale cambiamento nell'economia delle popolazioni preistoriche consistente nello sviluppo del pastoralismo transumante e la rioccupazione delle aree montane, abbandonate nel Neolitico. La deforestazione diventa completa solo due millenni più tardi con l'affermarsi della cultura terrama-

ricola, la prima società stratificata per l'Europa centro meridionale, la quale scomparirà improvvisamente e per ragioni ignote attorno al 3100 BP.

- 500 - 800 AD: *Dissesti altomedievali*. È un periodo particolarmente significativo poiché è documentato sia dall'evidenza archeologica che dalle fonti scritte, pervenuteci in numero relativamente cospicuo. Entrambe le fonti delineano in modo concorde un periodo di drammatici dissesti – ad esempio l'alluvione di Modena – che compromettono la situazione territoriale sostanzialmente stabile assestata nei secoli dell'Impero romano. Le cause del degrado ambientale sono da ricercare nella azione sinergica di un peggioramento climatico e dall'avvenuto crollo della gestione territoriale tardo romana.

6. GLI SPELEOTEMI COME ARCHIVIO DI SERIE DI PROXY DATA CLIMATICO-AMBIENTALI

Silvia Frisia

Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento

frisia@mtsn.tn.it

6.1 Stato dell'arte

Le concrezioni di grotta, stalattiti, stalagmiti e crostoni stalagmitici (*flowstone*), noti con il nome collettivo di speleotemi sono archivi naturali di serie di *proxy-data* climatici ad alta risoluzione. Le ricerche degli ultimi dieci anni hanno dimostrato che i parametri chimico-fisici degli speleotemi possono registrare anche a scala annuale la successione dei cambiamenti climatico-ambientali avvenuti in una regione nell'intervallo di tempo in cui la concrezione è cresciuta (Baker *et al.*, 1993; Genty and Quinif, 1998; McDermott *et al.*, 1999). Rispetto ad altre serie climatiche, quelle ricavate dagli speleotemi hanno il vantaggio di poter essere datate con precisione per gli ultimi 500-700.000 anni tramite il metodo basato sul decadimento dell'Uranio misurando gli isotopi dell'Uranio e del Torio con lo spettrometro di massa a ionizzazione termica o TIMS (Edwards *et al.*, 1987) e del conteggio delle lamine annuali. Inoltre, gli speleotemi raramente subiscono alterazioni post-deposizionali, quali ricristallizzazione o cambiamenti tessiturali (Frisia, 1996; McDermott *et al.*, 1999). Rispetto ad altri archivi di lunghe serie di *proxy data* climatici, quali ad esempio le serie polliniche, i depositi lacustri, i sedimenti marini e i coralli, gli speleotemi offrono, in genere, la sicurezza di non essere soggetti a rimaneggiamento o a fattori biologici. Rispetto ad altri archivi a risoluzione annuale, quali gli anelli di accrescimento degli alberi, le concrezioni di grotta non presentano problemi di lunghezza dei segmenti temporali studiabili.

Gli speleotemi conservano una registrazione continua dei cambiamenti climatici e ambientali nella composizione isotopica ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) del carbonato di successive lamine di accrescimento. Teoricamente dal $\delta^{18}\text{O}$ della calcite formatasi in equilibrio isotopico con l'acqua da cui il minerale precipita si otterrebbero dati di paleotemperatura utilizzando una equazioni di forma:

$$T(^{\circ}\text{C}) = a - b (\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}}) + c (\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}})^2$$

dove c e w si riferiscono, rispettivamente, alla calcite e all'acqua con cui la calcite è in equilibrio (O'Neil *et al.*, 1969; Hays and Grossman, 1991). Tuttavia, ci sono due problemi che complicano il calcolo della paleotemperatura dal $\delta^{18}\text{O}$ della calcite fossile: 1) la formazione della calcite non avviene sempre in equilibrio isotopico (ad esempio se le acque sono molto sovrassature rispetto alla calcite), come si può osservare dalle diverse tessiture e microstrutture del carbonato (Frisia *et al.*, in stampa), e 2) non si conosce il $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ del passato, per cui si devono utilizzare delle assunzioni basate sulla situazione attuale.

Per quanto riguarda il primo problema, condizioni di disequilibrio isotopico sono attendibili, ad esempio, in climi con forte contrasto stagionale, quando vi siano fenomeni di evaporazione al suolo. In questi casi, il valore del $\delta^{18}\text{O}$ diventerebbe meno negativo perché l'evaporazione favorisce la perdita di ossigeno leggero (cf. Bar Matthews *et al.*, 1997). Per distinguere il disequilibrio creato in condizioni di evaporazione dal segnale puramente dovuto alla temperatura, occorre affiancare alla serie temporale del $\delta^{18}\text{O}$ l'osservazione petrografica, l'analisi mineralogica e la serie temporale del rapporto Mg/Ca per lo stesso intervallo di tempo (cf. McDermott *et al.*, 1999). Anche la variazione della morfologia esterna delle stalagmiti nel tempo aiuta ad interpretare correttamente i segnali chimici. Infatti, il restringimento del diametro della stalagmite corrisponde a un percolamento scarso (clima secco, Dreybrodt, 1988).

Il secondo punto è più difficile da risolvere, in quanto non abbiamo la possibilità di trarre informazioni dalle altre serie di *proxy data* climatici. È noto che le aree di provenienza delle nubi, e quindi il segnale isotopico delle acque piovane – che dipende sia dalla regione in cui si origina il vapore acqueo che da effetti orografici e di continentalità (Rozansky *et al.*, 1993) – possono variare nel tempo, soprattutto quando si considerino periodi molto lontani dal nostro. Ad esempio, è stato dimostrato che la circolazione atmosferica è cambiata nella Piccola Età Glaciale (Kreutz *et al.*, 1997) mentre vi sono testimonianze geologiche dello spostamento della zona monsonica circa 6000 anni BP (Hassan, 1997). Vedremo nella parte dedicata a un esempio di studio paleoclimatico, come venga risolta l'incognita del segnale isotopico di partenza dell'acqua.

Il $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato ci fornisce un record di cambiamenti nella vegetazione che avvengono parallelamente a quelli climatici. Variazioni nel $\delta^{13}\text{C}$ sono indotte dalla piovosità e, in minore misura, dalla temperatura, che controllano sia il tipo di vegetazione (Cerling, 1984) che l'attività del suolo. Nelle praterie degli U.S.A. e nei climi semiaridi, il $\delta^{13}\text{C}$ della calcite potrebbe derivare dal degrado biochimico di una vegetazione C3 o C4. Questi due tipi di vegetazione danno un segnale isotopico molto diverso, $\delta^{13}\text{C} = -11\text{‰}$ per calcite precipitata in una grotta la cui copertura vegetazionale è tutta di C3 (tutte le piante ad alto fusto), $\delta^{13}\text{C} =$ da -2 fino a 0‰ per quella precipitata in regioni dove ci sono solo C4 (cactacee, succulente, certe erbe da clima secco). Ovviamente esistono tutte le situazioni intermedie, con diversi gradi di mescolanza tra C3 e C4, a seconda del clima. Questa mescolanza è stata l'ipotesi favorita finora per spiegare la positivizzazione dei valori $\delta^{13}\text{C}$ nel tempo. Purtroppo, in aree temperate-umide spesso la vegetazione non

passa da C3 a C4 per molto tempo e ci vogliono eventi climatici estremi (una glaciazione, ad esempio) perché certi *Carex* C4 colonizzino la regione. A parità di vegetazione C3, sappiamo che il $\delta^{13}\text{C}$ delle acque di percolazione dipende dalla pressione parziale di CO_2 nel suolo che, a sua volta, dipende dalla temperatura e dal fatto che le C3 sopra la grotta siano erba, conifere, alberi decidui. In genere, una foresta a conifere in clima fresco dà un segnale più positivo di una foresta decidua a parità di temperatura. Il segnale $\delta^{13}\text{C}$ ha la potenzialità, dunque, di fornire utili informazioni sull'evoluzione paleoambientale. Tuttavia, è opportuno tenere presente che Baker *et al.* (1997) e Frisia *et al.* (in stampa) hanno dimostrato che il $\delta^{13}\text{C}$ della calcite degli speleotemi può essere anche il risultato di fenomeni di degassamento nel circuito carsico o in grotta.

Ulteriori informazioni sull'ambiente al di sopra della grotta si ottengono dall'osservazione delle lamine annuali, che sono dovute alla presenza di materia organica. Le macromolecole organiche di cui si arricchisce stagionalmente una lamina annuale sono eccitate con un raggio laser UV. L'intensità della lunghezza d'onda della luminescenza prodotta permette di distinguere materia organica di differente peso molecolare, e, quindi, tra diversi tipi di suoli (Baker *et al.*, 1996; Perrette *et al.*, 1999).

Da questo breve panorama dello stato della ricerca paleoclimatica da speleotemi è chiaro che si possono in effetti ottenere serie di *proxy data* climatici e ad alta risoluzione, la cui interpretazione accurata richiede, comunque, il confronto tra le serie temporali di $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, tessiture, rapporto Mg/Ca e luminescenza.

6.2. Un esempio di ricostruzione climatica da speleotemi

La figura 1 (da McDermott *et al.* 1999) illustra le variazioni nell'Olocene del $\delta^{18}\text{O}$ e della velocità di crescita per tre stalagmiti prelevate in Crag Cave (Irlanda), nella Grotte de Clamouse (SE della Francia) e nella Grotta di Ernesto (Alpi), studiate allo scopo di riconoscere l'eventuale correlabilità di serie climatiche lontane tra loro. Per ciascuna stalagmite sono state studiate (e correlate tra loro) le serie $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, tessiture, rapporto Mg/Ca. Questo ha permesso di distinguere possibili effetti dovuti a disequilibrio isotopico, evaporazione e degassamento sui valori del $\delta^{18}\text{O}$. Inoltre, per stabilire se il $\delta^{18}\text{O}_c$ delle stalagmiti riflette effettivamente la temperatura, si è condotto un test di equilibrio calcolando le temperature teoriche con l'equazione di Hays & Grossman (1991) e utilizzando i valori $\delta^{18}\text{O}_c$ di calciti moderne campionate nelle tre grotte (50 campioni per ciascuna grotta) e quelli di $\delta^{18}\text{O}_w$ delle acque a loro associate. Il *range* di temperature teoriche ottenute per le tre grotte è simile alle temperature medie annue attuali dell'acqua di percolazione (Figura 2). Dunque, ora vi sono condizioni di equilibrio. Perciò è possibile che la curva del $\delta^{18}\text{O}_c$ rispecchi abbastanza fedelmente le variazioni di temperatura nell'Olocene. Per risalire al senso dei cambiamenti di temperatura, poichè non si conosce il segnale dell'acqua nel passato, si assume che non sia cambiata la relazione che lega il $\delta^{18}\text{O}_p$ alla temperatura, che, per l'Europa è $\delta\delta^{18}\text{O}_p/dT > +0.59\text{‰}$. Dato che questo valore è più alto del valore del frazio-

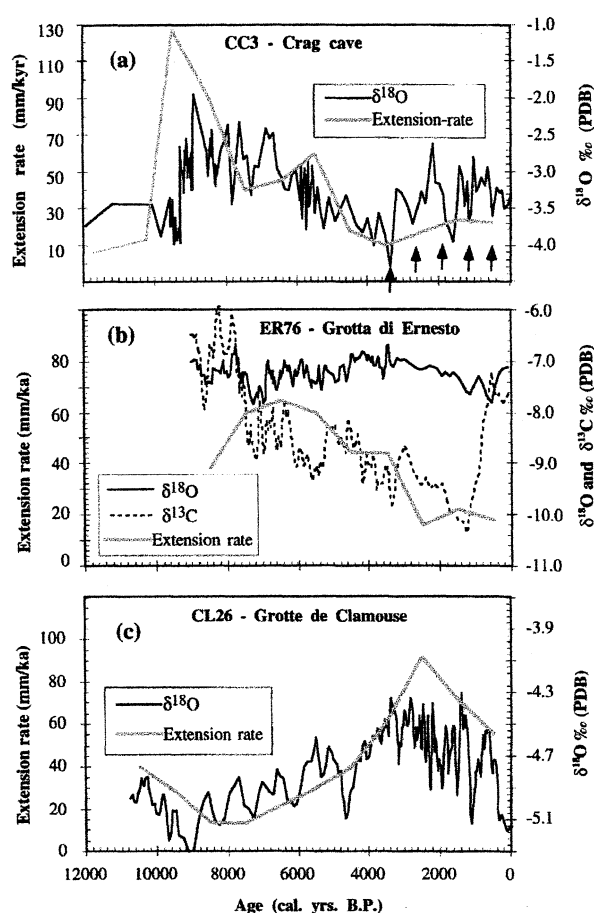


Figura 1. (Da McDermott *et al.*, 1999). Le variabilità dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ nell'Olocene per tre stalagmiti europee prelevate a Crag Cave (Irlanda), Grotta di Ernesto (N Italia) e Grotte de Clamouse (S Francia) (linea continua nera) sono confrontate con le differenti velocità di crescita delle tre stalagmiti nel tempo calcolate dalle date U/Th (linea grigia). Per la Grotta di Ernesto è riportata anche la variabilità dei valori del $\delta^{13}\text{C}$ (linea spezzata). Le frecce nella figura 1(a) contrassegnano episodi di clima particolarmente umido registrati in torbiere scozzesi. Molti di questi episodi sembrerebbero coincidere con variazioni negative del $\delta^{18}\text{O}$ e un rallentamento della velocità di crescita. La spiegazione dell'andamento delle curve mostrate nella Figura 1 è riportata nel testo.

Stalagmite growth rates (long axis extension) calculated from the U/Th age data for three stalagmites removed in European caves, Crag Cave (Ireland), Grotta d'Ernesto (N Italy) and Grotte de Clamouse (S France) (grey line) compared with the $\delta^{18}\text{O}$ value changes throughout the Holocene. For Grotta d'Ernesto, also the $\delta^{13}\text{C}$ curve is shown (dashed line). Arrows in Figure 1 (a) denote the timing of wet episodes recorded by Scottish peat, and appear to coincide with more negative $\delta^{18}\text{O}$ and lower growth rates. See text for details.

namento tra acqua e calcite ($-0.24\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$) risulta che uno spostamento verso valori più positivi del $\delta^{18}\text{O}_c$ indica un innalzamento della temperatura. In pratica, supponendo che tra 5 e 15°C il $\delta\delta^{18}\text{O}_c/dT$ sia rimasto invariato a $+0.36\text{‰}$ per grado centigrado di innalzamento della temperatura durante l'Olocene, si può tentare di ricavare temperature assolute dal $\delta^{18}\text{O}_c$ (tenendo conto che altri fattori climatico ambientali possono contribuire al valore del $\delta^{18}\text{O}_c$).

In Figura 1 si osserva che per Crag Cave (Irlanda) c'è una correlazione diretta tra velocità di crescita

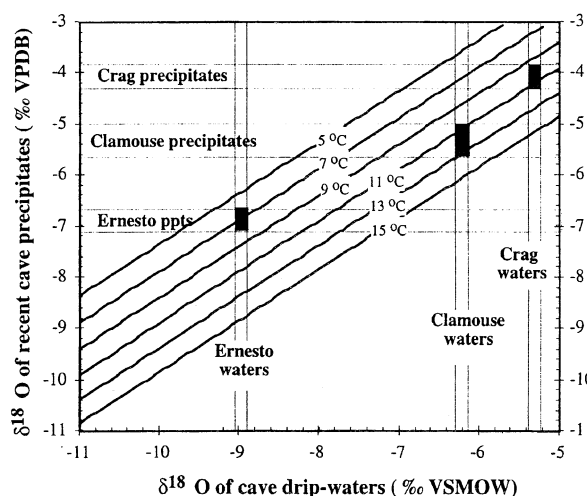


Figura 2. (Da Mc Dermott *et al.*, 1999). Il diagramma illustra che la deposizione della calcite oggi avviene in equilibrio con le acque di percolazione in tutte e tre le grotte studiate. Le linee diagonali illustrano le temperature d'equilibrio (tra 5 e 15°C) calcolate con l'equazione di Hays e Grossman (1991). Le bande orizzontali rappresentano la variabilità media dei valori isotopici ($\delta^{18}\text{O}$) della calcite moderna che si forma nelle tre grotte studiate. Dalla figura si nota che la precipitazione della calcite moderna può essere considerata in equilibrio.

Equilibrium test diagram. Diagonal lines are equilibrium temperatures calculated using the equation of Hays and Grossman (1991) (see text for details). The horizontal bands represent the average variability of oxygen isotope values for the modern calcite collected in the studied caves. Modern calcite can be considered as precipitated in equilibrium with cave waters (see text for details).

e $\delta^{18}\text{O}_c$. Questo ci indica che c'è una correlazione positiva tra $\delta^{18}\text{O}_c$ dello speleotema e temperatura (cioè che in effetti il $\delta^{18}\text{O}_c$ assume valori più positivi all'aumentare della temperatura). L'andamento della curva $\delta^{18}\text{O}_c$ per Crag Cave permette di ricostruire un periodo caldo nell'Olocene Inferiore, seguito da raffreddamento tra 7800 e 3500 anni calendariali BP e poi da un progressivo innalzamento negli ultimi 3000 anni. Utilizzando gli assunti di cui sopra e l'equazione di Hays e Grossman (1991), otteniamo che nell'Olocene inferiore le temperature medie annue erano più alte di 1.3°C rispetto a quella attuale (che è 10°C). Nel periodo freddo tra 7800 e 3500 anni BP, la temperatura media annua era scesa di -2,7°C rispetto a quella odierna.

Anche per la stalagmite della Grotte de Clamouse c'è una correlazione diretta tra velocità di crescita e $\delta^{18}\text{O}_c$, quindi il $\delta^{18}\text{O}_c$ dovrebbe riflettere la temperatura. Tuttavia, risulta immediatamente visibile che la velocità di crescita ha un andamento esattamente opposto a quello di Crag Cave. La curva $\delta^{18}\text{O}_c$ della Grotte de Clamouse sembrerebbe indicare un progressivo aumento di temperature tra 7600 e 3000 anni fa, mentre gli ultimi 3000 anni sembrano caratterizzati da un progressivo raffreddamento. Per la Grotta di Ernesto, il confronto tra la curva del $\delta^{18}\text{O}_c$ con le altre serie ($\delta^{13}\text{O}_c$, Mg/Ca, tessiture) permette di affermare che tra 7800 e 7000 anni BP ci fu un periodo freddo, seguito da un innalzamento delle temperature

che persiste fino a 3800 anni fa (come alla Grotte de Clamouse) che ha un riscontro nell'aumento della velocità di crescita della stalagmite. Utilizzando gli assunti di cui sopra, si ottengono: per il periodo 7800-7000 BP un aumento di temperatura media annua fino a +0,4°C rispetto al presente (6,7°C), mentre per il periodo 7000-3800 una diminuzione fino a -2,3°C rispetto a oggi.

Il confronto delle curve $\delta^{18}\text{O}_c$ della tre stalagmiti pone in evidenza il fatto che ci siano sia differenze che analogie tra i vari *record*, che potrebbero essere legati alla risposta diversa tra Atlantico e Mediterraneo a fenomeni climatici globali (McDermott *et al.*, 1999) o a fenomeni climatico-ambientali locali. Per questo motivo è auspicabile che a breve siano disponibili altre serie climatiche da speleotemi.

6.3 Conclusione

Gli speleotemi sono archivi di serie di *proxy data* climatico ambientali ad alta risoluzione che hanno già dato risultati promettenti. Per utilizzare i *proxy data* estratti dagli speleotemi nei modelli climatici che utilizzano serie di *proxy* di alta qualità e ad alta risoluzione bisogna ottimizzare la quantificazione dei dati ottenendo funzioni di trasferimento affidabili. Questo potrà essere fatto solo con ulteriori studi.

7. LE OSCILLAZIONI DI LIVELLO DEI LAGHI: SIGNIFICATO PALEOCLIMATICO E METODI DI STUDIO

C. Giraudi
ENEA Casaccia
giraudi@casaccia.enea.it

Lo studio delle variazioni del livello dei laghi fornisce essenzialmente indicazioni sulle variazioni climatico-ambientali del passato, non limitate ad un singolo fattore, ma ad una somma di fattori (Street-Perrot & Harrison, 1985). Le variazioni climatico-ambientali registrate dai laghi sono generalmente ben databili, grazie alla presenza di sedimenti caratterizzati da intercalazioni di livelli di torba, o comunque ricchi di sostanza organica, che si prestano alla datazione con il metodo del radiocarbonio.

Le oscillazioni di livello lacustre sono tipiche, ma non prerogativa, dei laghi che occupano il fondo di conche chiuse. Anche i laghi con emissario possono presentare oscillazioni di livello nel corso di eventi eccezionali.

I laghi con emissari ad attività intermittente possono subire forti abbassamenti di livello, ma nessun aumento di livello permanente al di sopra della soglia dell'emissario.

La più immediata delle indicazioni fornite dalle oscillazioni dei livelli lacustri riguarda la variazione del bilancio idrologico all'interno del bacino di alimentazione. A livelli lacustri elevati debbono corrispondere bilanci idrologici positivi; abbassamenti di livello dell'acqua sono dovuti a bilanci negativi.

Se gli studi si riferiscono ad un singolo lago, è lecito considerare i risultati, in via cautelativa, validi per il solo ambito locale, ma se le variazioni di diversi bacini sono in fase, diventa necessario il riferimento al *forcing* climatico con impatto almeno regionale.

Il bilancio idrologico dei bacini lacustri è determinato dalla differenza tra la quantità di acqua immessa (precipitazioni, alimentazione ad opera di acquiferi, ghiacciai, ecc.) e quella sottratta (evaporazione, infiltrazione, percolazione carsica, deflusso superficiale, ecc) ed è quindi condizionato dalla variazione di molti fattori, climatici ed ambientali.

Ancora maggiore è il numero dei fattori che influenzano il bilancio idrologico del bacino di alimentazione: questo può essere influenzato dall'evoluzione geologica legata al clima, dalle variazioni della copertura vegetale, dalla tettonica, dall'evoluzione della rete di drenaggio (con catture, diversioni), ecc.

Lo studio delle variazioni di livello dei laghi deve quindi essere condotto nell'ambito della caratterizzazione geologica dei bacini di alimentazione e dall'evoluzione di questi, in modo da comprendere e valutare quali fattori hanno concorso alla formazione del bilancio idrologico positivo e negativo.

È poi necessario porre molta attenzione agli eventuali interventi antropici antichi che possono essere rappresentati sia da interventi diretti sulle soglie lacustri, da scavi di canali di drenaggio e di opere idrauliche, sia da interventi di modifica dell'uso del suolo nel bacino di alimentazione. Casi limite conosciuti, sono rappresentati dalla diversione artificiale di affluenti di bacini lacustri, con evidente modifica del bilancio idrologico.

È però chiaro che, condotti gli studi necessari sul bacino di alimentazione, la conoscenza e la valutazione dell'entità e delle modalità di svolgimento delle oscillazioni di livello lacustre costituiscono un importante ed attendibile strumento per determinare i *surplus* o i *deficit* di umidità al suolo.

È possibile quindi, con investimenti economici relativamente modesti, verificare quali furono gli impatti delle variazioni climatiche del passato sulle regioni ove sono presenti i laghi.

Confrontando i risultati dello studio di oscillazioni di livello lacustre con altri *proxy data* relativi alle stesse aree, è possibile ottenere ricostruzioni paleoclimatiche che permettono di dedurre le variazioni di precipitazioni e di temperatura.

7.1 Data base

Per quel che riguarda l'uso, a fini paleoclimatici, delle oscillazioni di livello lacustre, esiste un data base "*Lake Status Record from Europe*" che ha raccolto i dati relativi ad alcune decine di laghi presenti a varie latitudini, dalla Scandinavia Settentrionale alla Grecia ed alla Spagna meridionale (Yu & Harrison, 1995). Il suddetto data base è in corso di aggiornamento, ma non è ancora avvenuta la pubblicazione del catalogo più recente.

Il "*Lake Status Record from Europe*" contiene dati relativi solo a tre laghi italiani (di cui due ormai bonificati): il Lago di Ganna (VA), la Valle di Castiglione (RM) ed il lago del Fucino (AQ). Gli esecutori del catalogo, oltre

ad avere raccolto i dati da lavori pubblicati su riviste internazionali, hanno, sovente, interpretato i dati originari degli autori di vari lavori (in special modo quelli relativi al polline ed alle diatomee) al fine di trarne indicazioni sulle oscillazioni di livello dei laghi. Secondo Yu & Harrison (1995) le oscillazioni dei tre laghi italiani sono state prevalentemente indipendenti tra loro.

È possibile che le conclusioni siano esatte, tuttavia le presunte forti differenze di comportamento dei laghi potrebbero essere dovute a problemi di interpretazione.

È assai evidente come alcune oscillazioni di livello lacustre siano coeve su molti laghi italiani: un esempio tipico è rappresentato dal IV millennio BP, quando nel corso di stazionamenti a basso livello di moltissimi laghi italiani, molti insediamenti palafitticoli erano situati in prossimità delle sponde lacustri (Carancini, 1985).

Gli studi condotti su laghi (anche se attualmente bonificati), senza emissario o con emissario intermittente, quelli cioè che possono fornire le migliori indicazioni sulle variazioni paleoclimatiche, hanno fornito elementi utili a determinare ed a datare le variazioni del bilancio idrologico nel corso dell'Olocene (Brisse & De Retrou, 1883; Fugazzola Delpino, 1982; Carancini, 1986; Fioravanti, 1991; Fugazzola Delpino *et al.*, 1993; Belluomini *et al.*, 1993; Mantero, 1993; Petitti & Mitchell, 1993; Margottini & Puglisi, 1994; Gambini, 1995; Giraudi, 1989, 1990, 1998).

Interessanti informazioni derivano anche dai lavori di Baroni (1985, 1997) sul lago di Garda.

Il lago senza emissario studiato con maggiore dettaglio e con l'uso di un maggior numero di datazioni radiometriche, archeologiche, di termoluminescenza, e con informazioni storiche, tanto da coprire tutto l'Olocene, appare attualmente il lago del Fucino.

La curva che rappresenta le oscillazioni di livello di tale lago è stata confrontata con i dati sporadici provenienti dagli altri laghi citati nei suddetti lavori: ne risulta che, salvo piccole discrepanze, i laghi esaminati (siti per lo più nell'Italia Centrale) oscillavano in sincronia con il lago del Fucino.

In particolare è possibile osservare che:

- da circa 11.000 a poco più di 7000 anni BP, i livelli dei laghi erano prevalentemente bassi, con un solo picco pronunciato a poco più di 10.000 anni BP;

- da circa 7000 a poco più di 4000 anni BP, i livelli dei laghi si mantengono a quote elevate, anche se non mancano brevi periodi di bassi livelli;

- da circa 4000 anni a circa 2700 anni BP, i livelli dei laghi oscillano, ma si mantengono sostanzialmente a livelli piuttosto bassi;

- da circa 2700 BP fino all'attuale i livelli dei laghi hanno subito forti oscillazioni, ma si sono mantenuti per lo più a livelli alti.

7.2 Conclusioni

I laghi posti in conche chiuse studiati abbastanza in dettaglio dal punto di vista delle oscillazioni degli ultimi 800 - 1000 anni (Trasimeno e Fucino), mostrano fortissimi aumenti di livello nel corso della Piccola Età Glaciale e, in alcuni casi, correlazioni strette con le oscillazioni dei ghiacciai alpini (Gambini, 1995; Giraudi, 1998).

8. IL METODO DEL RADIOCARBONIO

Salvatore Improta

Dipartimento di Fisica Università la Sapienza

p.le A.Moro 5, 00185 Roma

Salvatore.Improta@roma1.infn.it

Il metodo del ^{14}C , sebbene la sua nascita possa essere fatta risalire a circa cinquanta anni orsono, presenta tuttora una complessa problematica, l'analisi della quale è di fondamentale importanza per fornire agli utilizzatori un chiaro quadro delle condizioni che devono essere verificate affinché le datazioni possano essere assunte come assolute e consentire quindi di collocare l'evento in studio in un determinato intervallo della scala dei tempi.

È noto che l'isotopo ^{14}C , cosmogenico e di produzione stratosferica, si distribuisce in misura diversa tra i vari serbatoi contenenti carbonio, quali l'atmosfera, l'idrosfera, la biosfera. Con essi scambiano gli organismi durante la loro vita, possedendo una concentrazione di ^{14}C strettamente connessa a quella del serbatoio, in una situazione di "equilibrio dinamico" che può essere descritta per mezzo di modelli matematici che tengono conto dei processi di scambio sia massivi che radioattivi. Il risultato è che, nei casi che generalmente si verificano, e cioè quelli in cui i processi di scambio sono caratterizzati da costanti di tempo molto più piccole della vita media del ^{14}C ($T = 8267$ anni), la concentrazione dell'organismo è direttamente proporzionale a quella del serbatoio. La proporzionalità tiene conto dei processi di frazionamento isotopico che si verificano nelle reazioni di scambio (per esempio durante la fotosintesi delle piante) nelle quali i diversi isotopi del carbonio partecipano in misura diversa a seconda della loro massa. La costante di proporzionalità è il fattore di frazionamento isotopico e si determina in laboratorio mediante l'analisi dell'isotopo stabile ^{13}C .

La proporzionalità è un punto essenziale per la datazione, essendo il serbatoio di scambio a determinare la concentrazione di ^{14}C di un organismo durante la sua vita e quindi al momento della morte. Tale momento individua il punto iniziale della curva di decadimento radioattivo (fig.1) mediante la quale è possibile determinare il tempo trascorso dalla morte dell'organismo sulla base della misura della concentrazione attuale di ^{14}C .

La datazione sarebbe pertanto assoluta se fosse nota e costante, per ogni serbatoio, la concentrazione di ^{14}C . La costanza di concentrazione apparve improbabile sin dai primi studi, essendo essa strettamente dipendente dalla velocità di produzione la quale, a sua volta, è funzione del flusso dei raggi cosmici galattici che investono la Terra. Esistono prove certe delle variazioni, nel passato, della velocità di produzione in funzione delle variazioni del campo geomagnetico e del vento solare (fig.2). Ne segue che la concentrazione di ^{14}C nel passato, almeno per uno dei serbatoi, deve essere determinata per via indipendente utilizzando archivi naturali di radiocarbonio la cui età assoluta sia nota e testimone dell'evoluzione che si è verificata. Archivi naturali sono stati individuati nelle cerchie di accrescimento degli alberi per il serbatoio atmosfera e nei coralli e nei sedimenti marini varvati per il serbatoio comunemente noto con il nome di

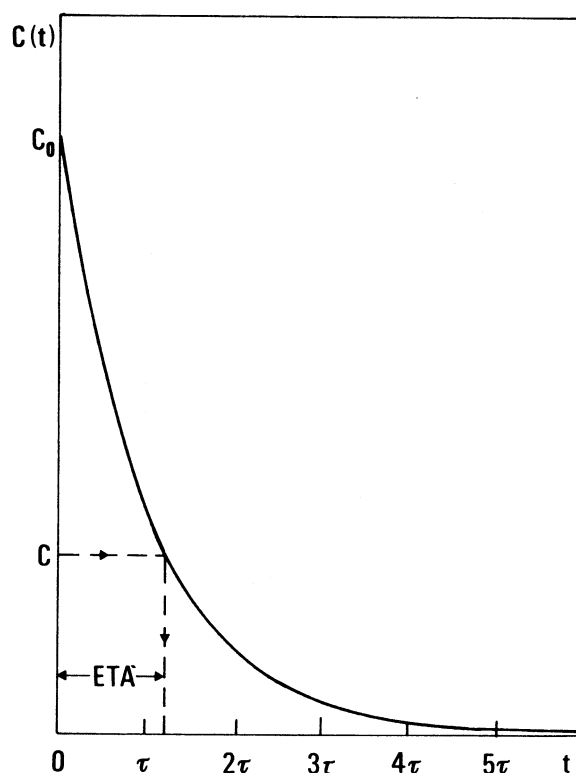


Fig.1 - Curva di decadimento e determinazione dell'età. $C(t)$ = concentrazione di ^{14}C in funzione del tempo; C = concentrazione misurata; T = vita media del decadimento (8267 a).

Decay curve and age determination. $C(t)$ = ^{14}C concentration in time;

C = measured concentration; T = mean life (8267 a).

"mixed layer", lo strato superficiale dell'oceano di profondità compresa tra 0 e 75 metri. L'età assoluta di tali archivi è stata determinata nel primo caso con la dendrocronologia, mentre per il *mixed layer* si è fatto ricorso ad accurate misurazioni con il metodo U/Th per i coralli ed al conteggio per quanto riguarda le varve.

È opportuno precisare che i dati relativi alla concentrazione di ^{14}C per un serbatoio (per es l'atmosfera) possono essere trasferiti ad un altro (*mixed layer* o oceano profondo) per mezzo di modelli matematici fenomenologici che utilizzano i parametri fisici di scambio tra i diversi serbatoi. In tal modo si hanno informazioni complete per tutti i serbatoi relativamente all'intero periodo coperto dall'insieme degli archivi naturali di ^{14}C (fig.3).

L'insieme di queste informazioni è stato utilizzato associando, per ogni elemento di un archivio, la sua età assoluta a quella radiocarbonio o "convenzionale". Quest'ultima è l'età che avrebbe un reperto se l'organismo da cui esso deriva fosse vissuto in equilibrio con un serbatoio a concentrazione costante quale quella stabilita per convenzione da uno *standard* di riferimento (*Modern Standard* messo a punto dall'ex National Bureau of Standards, USA).

L'età convenzionale si determina in laboratorio sia con le tecniche radiometriche (impiego di qualche grammo di carbonio), sia con le tecniche di spettrometria di massa ultrasensibile (AMS) per le quali è sufficiente un milligrammo di carbonio. L'operazione

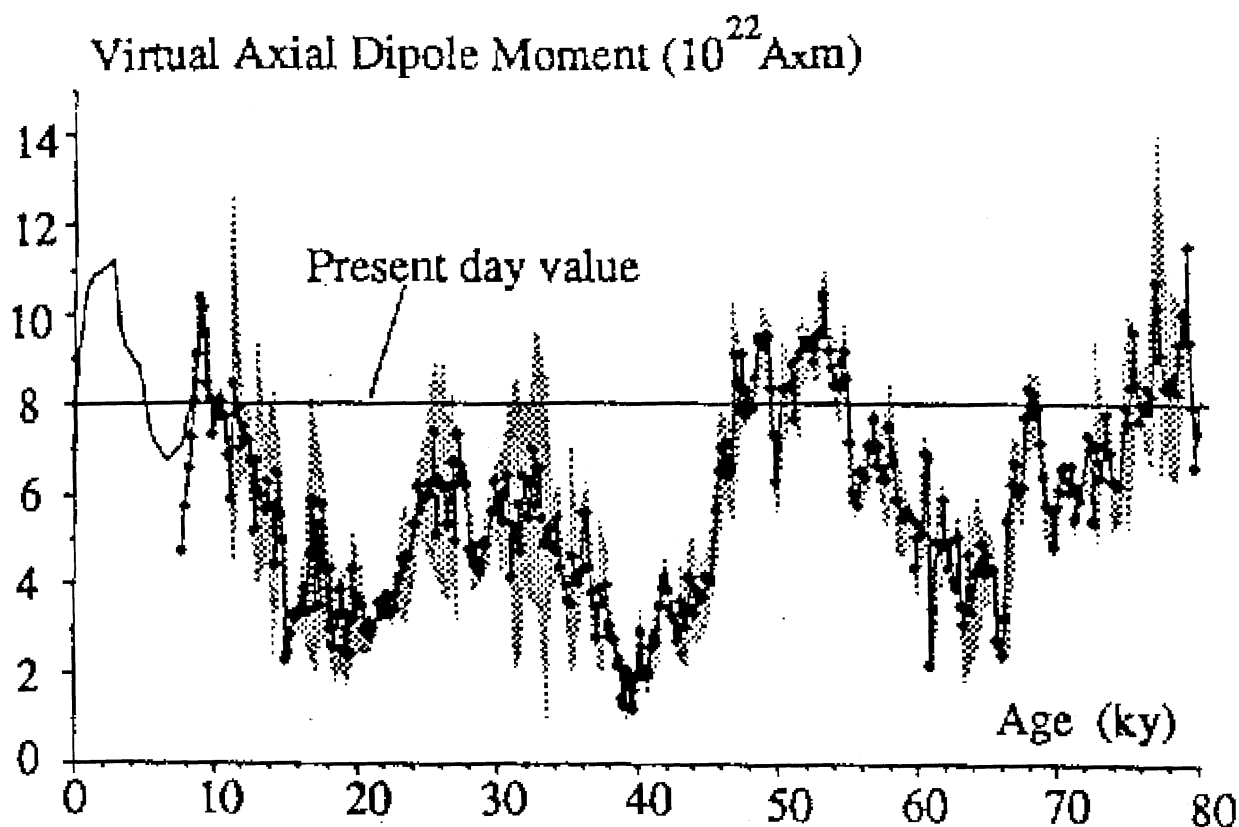


Fig.2 - Andamento del campo geomagnetico nel passato.

Geomagnetic field trend in the past.

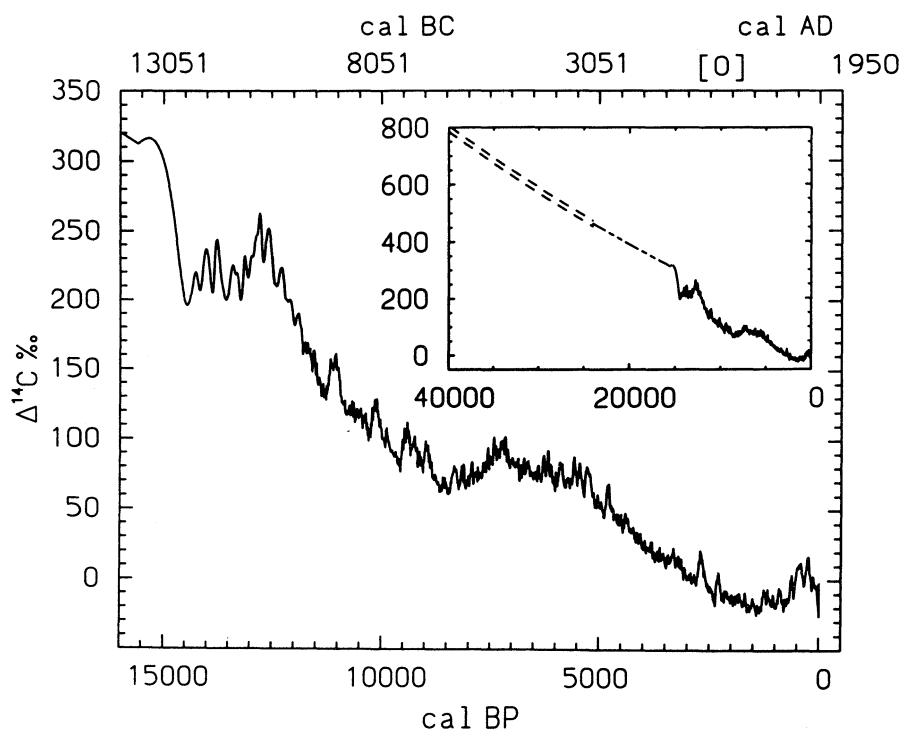


Fig.3 - Variazione relativa della concentrazione di ^{14}C nell'atmosfera (rispetto al valore standard) ricostruita mediante la dendrocronologia e la cronologia dei coralli e delle varve.

Atmospheric relative ^{14}C variation based on tree-ring, coral and varve data.

che consente di passare dall'età convenzionale a quella assoluta prende il nome di calibrazione. I risultati più recenti hanno consentito la messa a punto della più aggiornata "curva di calibrazione" pubblicata nel 1999 (Stuiver *et al*, 1998) e basata sulla dendrocronologia per il periodo compreso tra il presente e l'anno 11850 BP mentre per il periodo compreso tra l'anno 11850 BP e l'anno 24000 BP si è fatto ricorso alla cronologia dei coralli e delle varve marine. Il limite inferiore dell'età assoluta attualmente determinabile con la calibrazione (24 ka BP) corrisponde ad un'età convenzionale di circa 20200 anni, età notevolmente distante dal limite strumentale valutabile intorno a 60 ka. Il superamento di tale notevole distanza è il problema attuale del metodo del ^{14}C : esso può essere risolto individuando materiali carboniosi che rappresentino resti di organismi

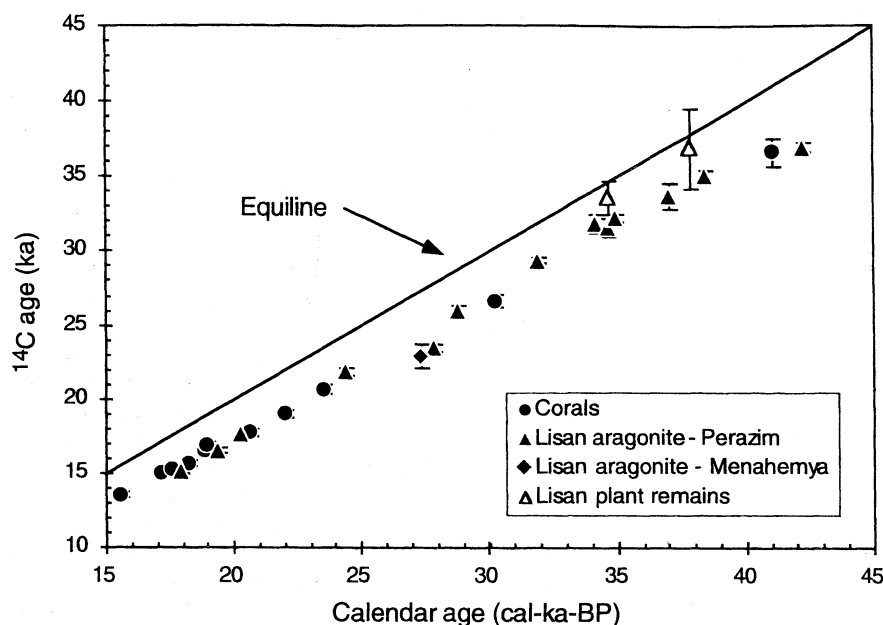


Fig.4 - Andamento della curva di calibrazione ricavata dalle misure eseguite sull'aragonite del lago Lisan. Per confronto sono riportati punti della cronologia dei coralli.

Calibration curve resulting from aragonite samples (Lisan formation) measurements. In comparison sample points of coral chronology are shown.

vissuti in equilibrio con i diversi serbatoi nel periodo precedente a 24 ka BP e determinandone l'età con metodi assoluti. Tra i risultati più recenti delle ricerche aventi come fine la soluzione del problema vanno menzionati quelli ottenuti da Schramm *et al.*, 2000 che hanno utilizzato come archivi i sedimenti di aragonite del lago Litan (Israele). Le datazioni assolute, eseguite con il metodo U/Th, raggiungono con una certa continuità, a partire da circa 15 ka BP, il valore di 42 ka BP. Dopo uno hiatus di circa 9 ka, sono presentati altri punti sperimentali fino al limite di 59 ka BP (fig 4). Questi risultati, sicuramente di notevole importanza, sono al vaglio della comunità internazionale al pari di altri che potranno costituire un solido background per l'estensione della curva di calibrazione del ^{14}C ai limiti "fisiologici" consentiti dalle attuali capacità sperimentali con la prospettiva di una maggiore comprensione dei vari fenomeni connessi.

9. VARIAZIONI VEGETAZIONALI E CLIMATICHE OLOCENICHE NELLA PENISOLA ITALIANA

Donatella Magri

Dipartimento di Biologia Vegetale

Università "La Sapienza" P.le Aldo Moro, 2

00185 Roma - magri@uniroma1.it

Gli studi palinologici pubblicati negli ultimi anni in Italia hanno fornito numerose e significative informazioni sui cambiamenti della vegetazione verificatisi nella penisola durante l'Olocene, come risultato di cambiamenti climatici e dell'influenza dell'attività antropica. La distribuzione geografica dei siti recentemente studiati, spesso volte lo-

calizzati in aree ancora scarsamente indagate, ha mostrato come nel passato, analogamente al presente, si riscontrino notevoli diversità floristiche e variabilità vegetazionali tra regione e regione. Per questo motivo – facilmente comprensibile se si considera l'estensione in latitudine della penisola italiana e la variabilità della conformazione fisica e quindi delle situazioni climatiche – è impossibile identificare per l'Olocene tipi di vegetazione caratteristici di specifici intervalli di tempo e nello stesso tempo rappresentativi di ampie superfici regionali. A titolo di esempio, si può osservare che la vegetazione intorno a 5000 anni dal presente è caratterizzata da dominanza di *Picea* sulle Alpi bellunesi (Kral, 1986) di *Abies* sull'Appennino parmense (Lowe & Watson, 1993), di querce caducifoglie nella regione del lago di Vico (Magri & Sadori, 1999) e di querce sempreverdi nella penisola salentina (Magri & Follieri, 1999).

Allo stesso modo appare impossibile individuare dinamiche, durate e velocità di cambiamento della vegetazione olocenica che rappresentino adeguatamente tutte le realtà paleoambientali della nostra penisola. Il confronto tra diagrammi pollinici mostra notevoli differenze regionali non solo nella composizione e nella fisionomia della vegetazione, ma anche nell'età e nel modo di diffusione delle popolazioni di alberi e nell'estensione delle foreste. L'esempio dell'espansione delle popolazioni di faggio durante l'Olocene mostra con chiarezza la diacronicità dei fenomeni biologici (Magri, 1998). La presenza di faggio già nel tardoglaciale in varie località dell'Italia meridionale e centrale (p. es. Canolo Nuovo, Schneider, 1985; Lago Grande di Monticchio, Watts *et al.*, 1996; Lagaccione, Magri, 1999) ne dimostra la persistenza durante l'ultimo glaciale in aree di rifugio sparse; per questo motivo non si possono distinguere chiare linee di migrazione oloceniche delle popolazioni di faggio in Italia centro-meridionale. Viceversa i dati dell'Italia settentrionale indicano una progressiva introduzione del faggio da est verso ovest, presumibilmente secondo due direzioni, una che dalla Slovenia (Sercelj, 1996) ha percorso il versante meridionale delle Alpi, giungendo nelle prealpi piemontesi intorno a 6000 anni fa (Schneider, 1978), ed una che da sud ha percorso l'Appennino, giungendo nell'Appennino tosco-emiliano tra 6000 e 5000 anni fa e in alcuni siti della Liguria solo tra 4000 e 3000 anni fa (Watson, 1996). La storia postglaciale del faggio è un esempio efficace per suggerire cautela nel trasferimento automatico di informazioni climatiche da dati vegetazionali: l'interpretazione biologica e paleobiogeografica deve necessariamente accompagnare ed integrare quella climatica.

La complessità dei cambiamenti vegetazionali si riflette anche nella difficoltà di proporre uno schema bio-

stratigrafico pollinico unificato per il postglaciale italiano e nel contempo rende assolutamente inadeguato l'utilizzo delle biostratigrafie tradizionalmente utilizzate nel centro e nord Europa. Sempre di più si impone la necessità di discutere i cambiamenti vegetazionali e climatici olocenici in relazione a dati cronologici indipendenti, provenienti da analisi radiometriche, studio di tephra, conteggio di laminazioni annuali nei sedimenti, ecc. Il metodo più affidabile per confrontare i dati palinologici di siti diversi consiste nell'integrarli con le conoscenze provenienti da altri campi di indagine (geologia, archeologia, ecc.), e quindi nell'interpretare le variazioni climatiche tenendo conto delle dinamiche dei processi biologici e dei fattori dovuti all'attività dell'uomo. Il riconoscimento di rapidi e cospicui cambiamenti vegetazionali in contesti ben datati rivela l'importanza di questo tipo di approccio. I dati palinologici delle sequenze oloceniche laziali mostrano due episodi molto chiari di degradazione rapida della copertura forestale. Il primo è riconosciuto al Lago di Vico (Magri & Sadori, 1999) e a Lagaccione presso il Lago di Bolsena (Magri, 1999) in corrispondenza delle date ^{14}C ripetutamente di 7025 ± 85 BP e 7035 ± 80 BP, cioè circa 7900 anni calibrati dal presente. Al Lago di Mezzano questo evento è datato mediante datazioni radiometriche e conteggio di laminazioni nei sedimenti tra 8200 e 7800 anni calibrati dal presente (Ramrath *et al.*, 2000). Si tratta di un crollo dei valori di concentrazione pollinica che indica una consistente diminuzione di biomassa forestale, della durata di poche centinaia di anni, seguito da una ripresa rigogliosa della vegetazione. In Sicilia, al Lago di Pergusa, si osserva un analogo cambiamento vegetazionale poco dopo l'età radiocarbonio 7475 ± 65 (Sadori & Narcisi, 1999). Questo fenomeno è meno chiaro a Valle di Castiglione nella Campagna Romana (Follieri *et al.*, 1988), dove il paesaggio era ancora abbastanza aperto, mentre non è registrato al Lago Grande di Monticchio (Watts *et al.*, 1996) e al Lago Albano (Lowe *et al.*, 1996) dove la sedimentazione sembra lacunosa. L'avanzamento delle indagini potrà confermare se si tratta dello stesso fenomeno, datato tra 8500 e 7800 anni calibrati dal presente, riconosciuto in numerose aree dell'Africa tropicale e subtropicale (Gasse, 2000). Il secondo episodio di degradazione della vegetazione forestale è registrato a Lagaccione intorno alla data AMS 3750 ± 80 BP (Magri, 1999), al Lago di Vico a 3710 ± 50 BP (Magri & Sadori, 1999), a Valle di Castiglione a 3480 ± 50 BP (Alessio *et al.*, 1986; Follieri *et al.*, 1988) e a Lago Lungo presso Rieti a 3680 ± 70 BP (Calderoni *et al.*, 1994). Questo episodio, interpretato come un evento di eccezionale aridità, sembra testimoniato anche dalla localizzazione, attualmente sommersa, di numerosi insediamenti archeologici perilacustri laziali dell'età del bronzo medio, come il Lago Albano (Chiarucci, 1985), il Lago di Bracciano (Fugazzola Delpino, 1982), il Lago di Bolsena (Fiorevanti, 1991) e il Lago di Mezzano (Petitti & Mitchell, 1993). L'importanza di questo evento climatico e la sua collocazione cronologica intorno a 4000 anni calibrati dal presente lasciano supporre che si tratti dello stesso fenomeno che ha investito gran parte delle regioni mediterranee alla fine del terzo millennio a.C., provocando il collasso di grandi civiltà in Egitto e Mesopotamia (Dalfes *et al.*, 1997).

Eccettuati questi eventi eccezionali e con una precisa collocazione cronologica, la ricostruzione delle

condizioni climatiche a partire dai dati palinologici non è semplice. Infatti la vegetazione di tipo forestale che caratterizza l'Olocene può prosperare in una vasta gamma di condizioni di temperatura e di umidità. Per esempio al Lago di Vico, dove non si osservano che modeste variazioni di composizione della vegetazione, sempre dominata da querce caducifoglie, si può solo dedurre che le condizioni di umidità e di temperatura non sono mai state limitanti per il querceto misto durante l'Olocene (Magri & Sadori, 1999). Per entrare più in dettaglio nelle variazioni climatiche è utile osservare le situazioni di ecotono, poste cioè al margine di situazioni ambientali fortemente differenziate. È questo il caso, nel Lazio, di Valle di Castiglione, un piccolo lago di origine vulcanica dove i dati pollinici indicano a partire da circa 13000 fino a circa 5500 anni radiocarbonio una situazione di boscaglie aperte prevalentemente a querce caducifoglie e nocciolo, e successivamente a tale data un distinto aumento della copertura forestale, con incremento di faggio, chiaramente in relazione a condizioni climatiche di maggiore umidità (Follieri *et al.*, 1988). Nemmeno l'interferenza di una continua frequentazione umana preistorica e di pratiche agricole, documentate nell'area da dati archeobotanici a partire da almeno 5300 anni radiocarbonio (Celant, 1995), ha potuto stravolgere il paesaggio naturale, se non in tempi storici. Ma quale e quanta sia in genere l'effettiva influenza dell'attività umana sulla vegetazione naturale è ancora argomento largamente dibattuto, alla cui definizione si potrà giungere con il concorso di tutte le discipline storiche.

10. CAMBIAMENTI CLIMATICI E DISASTRI NATURALI

Giuseppe Delmonaco, Claudio Margottini

ENEA, CR Casaccia, Sezione Dinamiche Geologiche e Territorio - delmonaco@casaccia.enea.it

10.1 Introduzione

Il legame tra cambiamenti climatici ed eventi naturali estremi è un argomento molto dibattuto, soprattutto da quando si sta investigando sulla possibilità che l'attività antropica possa costituire un fattore causativo della variabilità climatica. In particolare, si va oggi affermando nel mondo scientifico una linea di tendenza per cui la distribuzione spaziale di eventi estremi non assuma andamenti stazionari nel tempo, ma sia strettamente correlabile con le oscillazioni tipiche delle dinamiche climatiche, a loro volta potenzialmente perturbabili dall'impatto dei sistemi antropici. Un potenziale concorso tra effetti antropici sul clima e variabilità naturale potrebbe determinare un incremento della frequenza di eventi disastrosi, aggravati nel loro impatto sul territorio dalle dinamiche sociali e di uso del suolo in atto.

La risposta è ancora di difficile determinazione, a causa della complessità del sistema terrestre e dal grande numero di variabili che influenzano la circolazione atmosferica, intesa come elemento di innesco delle condizioni che portano all'insorgenza dei disastri. In altre parole, non è tutt'ora identificabile il legame tra i mo-

delli di circolazione globale (GCM) e gli impatti di quest'ultima a scala locale, in termini di eventi estremi.

Una possibile via di comprensione di tali comportamenti consiste nel ricondurre parametri e dati apparentemente diversi, ad uno stesso motore genetico. In particolare, il ciclo idrologico sembrerebbe sintetizzare il legame tra la circolazione atmosferica, in termini di precipitazione, e gli impatti a scala locale, in termini di alluvioni, siccità e franosità. Infatti, è plausibile considerare la precipitazione meteorica come fattore di innesco principale di eventi alluvionali e franosi, così come il deficit meteorico identifica un periodo siccitoso. Il confronto non può essere condotto a livello di singoli eventi circoscritti nel tempo e nello spazio, ma deve considerare areali geografici e serie temporali più vasti nei quali si può perdere l'identità del singolo fenomeno ma si acquista una valenza statistica decisamente più significativa. Si tratta ovviamente di una prima approssimazione che vuole identificare i trend pluriennali, al disopra dei dieci anni.

Di seguito si illustrano i risultati di alcune recenti ricerche dell'ENEA, dove la ricostruzione della variabilità climatica viene condotta attraverso la ricostruzione e l'analisi di serie pluviometriche di lungo periodo in Italia (dagli inizi del XVIII sec.) e fenomeni alluvionali, siccitosi, e franosi occorsi in Italia negli ultimi 1.000 anni.

Le serie storiche di eventi estremi occorsi sul territorio nazionale dall'anno 1.000 ad oggi, raccolti dall'ENEA nel corso dei passati decenni, sono state utilizzate per la ricostruzione delle frequenze temporali dei fenomeni. In particolare sono state analizzate le serie storiche relative a 1612 alluvioni, 882 siccità e 859 grandi fenomeni franosi.

10.3 Risultati

Allo scopo di rilevare le periodicità presenti nelle serie temporali è stata effettuata una analisi nel dominio delle frequenze calcolando l'ampiezza della trasformata di Fourier di ciascuna serie (FFT) e la relativa densità spettrale di potenza (PSD). Per ciascuna serie sono state rilevate le periodicità maggiormente significative e, per quanto attiene alle precipitazioni, esaminate congiuntamente, mediante analisi spettrale incrociata, al fine di determinare le periodicità comuni.

Le periodicità comuni sono state considerate significative se: esse sono presenti in modo rilevante sulle singole PSD; la funzione di coerenza è superiore a 0.7.

L'esame della funzione fase ha permesso inoltre di stimare la ragionevolezza dei risultati. Infatti per città chiaramente appartenenti alla medesima area geocli-

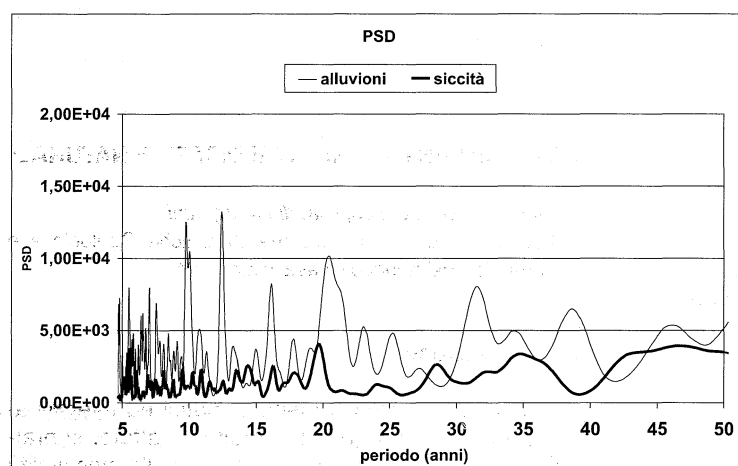


Figura 1. Analisi spettrali applicate a serie storiche di alluvioni e siccità avvenute in Italia dall'anno 1000. Nell'asse delle ordinate sono indicate le frequenze spettrali degli eventi (PSD), mentre l'ascissa indica i tempi di ritorno degli eventi espressi in anni. Nella tabella sono riportate le periodicità e la fase relativa.

Power spectra estimates applied for temporal series of floods and droughts occurred in Italy since 1000 AD. The spectral frequency (PSD) of events (y-axis) is analysed in terms of return time expressed in years (x-axis). The table reports periodicities and phases.

Alluvioni	Siccità	fase
9,7	9,5	0
10,7	10,8	180
12,5	12,5	180
13,5	13,5	90
	14,2	-90
16,1	16,1	180
17,7	17,7	0
20,3	19,5	-90
23		
25,3		
27	28,4	90
31,5	32,5	180
34	34,7	0
38,6		
46	46,5	90
51,8		
64		

10.2 I dati

Sono state ricostruite le serie di precipitazione, su base stagionale, per le seguenti stazioni meteorologiche per le quali sono disponibili registrazioni continue, a partire dal 1725: Bologna (1813-1996), Catania (1892-1996), Firenze (1821-1996), Genova (1833-1996), Milano (1768-1996), Napoli (1866-1996), Padova (1725-1996), Parma (1831-1996), Roma (1782-1996), Sassari (1883-1996), Torino (1861-1996), Trento (1861-1996), Trieste (1841-1996).

matica si rileva una notevole coincidenza delle fasi, come nel caso dell'analisi spettrale incrociata tra Bologna e Parma.

Generalmente periodicità comuni presentano una fase variabile tra 0 e 50 gradi. Ciò indica che tali periodicità sono sfalsate di un certo numero di anni.

Una prima valutazione della permette di osservare che le periodicità a circa 12, 15,5 e 20 anni sono quelle che accomunano la maggior parte delle città. Le altre periodicità di più lungo periodo sono molto disperse e non correlabili.

La stessa metodologia, applicata alle serie storiche di alluvioni e siccità, evidenzia, per le prime, periodicità di 9.7, 10.7, 12.5, 13.5, 16.1, 17.7, 20.3, anni ed altre, meno significative, di periodo più lungo; per le siccità si evidenziano periodicità di 9.5, 10.8, 12.5, 13.5, 14.2, 16.1, 17.7, 19.5 anni, ed altre di periodo più lunghe. L'analisi spettrale incrociata di alluvioni e siccità dimostra che, periodicità simili, avvengono con fasi differenti, principalmente di 180 (10.9, 12.5, 16 and 31.5) ma anche 90° (13.5, 20 and 45); solo per 9.4, 17.8, and 34.5 anni, tali fenomeni sono concomitanti.

Per quanto attiene ai fenomeni franosi la situazione è più complessa. Da ricerche effettuate in tutta Europa sul rapporto tra fattori meteoclimatici ed instabilità di versante risulta che oltre il 50% dei fenomeni franosi è in correlazione diretta con fattori meteorologici, soprattutto precipitazioni estreme e prolungate. Fenomeni d'instabilità superficiale (< 3 m di profondità) come le colate di fango o di detrito, risultano legate al rapido incremento di pressioni interstiziali generate da precipitazioni concentrate espresse sia in termini d'intensità sia di anomalie di precipitazione rispetto alla media. Per questi eventi è possibile ricostruire scenari climatici caratterizzati da afflussi meteorici caratterizzati da forti intensità orarie di precipitazioni. Frane più profonde vengono invece generalmente innescate da fluttuazioni del livello di falda sotterranea alimentato da quantità di precipitazione anomale rispetto alla media misurate su archi temporali variabili da pochi mesi a 2-3 anni. La ricostruzione della variabilità climatica ed il collegamento con la forzante meteorica può trovare riscontri a scala di bacino e per fenomeni dipendenti dall'oscillazione di tipo stagionale della piezometrica, come pure per andamenti evolutivi di singoli fenomeni di tipo lento (es. colate lente).

Altre tipologie di fenomeni franosi, quali i crolli di materiali rocciosi, sono legati a caratteri climatici che variano a seconda delle latitudini: in aree del Nord-Europa i fenomeni di crollo dipendono strettamente da fenomeni di gelo-disgelo e da precipitazioni anomale in termini di intensità rispetto alla media annuale; in zone temperate la precipitazione sembra non influenzare l'instabilità di ammassi rocciosi che, in alcune aree campione, sembra invece essere determinata da fenomeni di termo-clastismo connessi a forti escursioni termiche giornaliere.

10.4 Conclusioni

La distribuzione spaziale e temporale di eventi estremi può contribuire alla ricostruzione dei caratteri paleoclimatici ed alla loro variabilità nel tempo. Alcune periodicità sembrano infatti direttamente correlabili a note forzanti climatiche: in particolare le periodicità di 20 anni sembrano riconducibili alla forzante nodale lunare di 18.6 anni, analogamente a quanto rilevato in Nord America, India, Cina, Sud America, Nord Africa. Periodicità di 10-12 anni per alluvioni e precipitazioni possono essere correlate alla forzante solare di 11 anni, che però non sembra rilevante per le siccità. Altre periodicità rilevate nella frequenza degli eventi estremi possono dipendere dai caratteri meteorici locali, come pure, in alcuni casi, dalla qualità ed affidabilità dei dati storici a disposizione.

11. LA DOCUMENTAZIONE PALEOCLIMATICA NELLE CAROTE DI GHIACCIO: L'OLOCENE

Giuseppe Orombelli

Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio II
Università degli Studi di Milano - 2a@alpha.disat.unimi.it

È noto che, mediante le perforazioni a carotaggio continuo nei ghiacci polari o di alta montagna, si è oggi in grado di ottenere una documentazione continua e dettagliata di segnali direttamente connessi alle condizioni dell'atmosfera nel passato. Ove l'accumulo medio annuo è adeguato, sono in generale conservati segnali stagionali, che consentono una risoluzione temporale annua, con una precisione del 2%. Quando invece i segnali stagionali non sono conservati, la datazione viene fatta mediante identificazione di eventi di età nota ed interpolazione, o per correlazione o infine utilizzando modelli di flusso per stabilire una relazione età/profondità. In questi casi la precisione può esser assai minore. In ogni caso le età sono sempre date come anni calendario. Le curve climatiche di riferimento sono in generale quelle degli isotopi stabili ($d^{18}O$, dD), indicative della temperatura e della provenienza delle masse d'aria. L'entità delle precipitazioni nel passato è direttamente desunta dallo spessore degli strati annui di ghiaccio o con altri metodi indiretti. Le specie chimiche presenti nel ghiaccio danno indicazioni sugli *aerosol* solubili e insolubili, mentre le polveri atmosferiche sono direttamente valutabili in termini di abbondanza e dimensioni. È anche possibile identificarne la composizione mineralogica e la provenienza. Dalle bolle d'aria e dai gas idrati è possibile ottenere campioni di aria "fossile", e analizzarne la composizione.

La transizione Pleistocene/Olocene (*Dryas recente/Preboreale*) è stata datata in Groenlandia a 11.500 anni dal presente circa. Mentre le curve isotopiche in Antartide mostrano un massimo termico nell'Olocene iniziale, in Groenlandia la temperatura è, in quella fase, ancora in risalita. L'*optimum* climatico olocenico, tra 9 e 5 ka circa, è visibile in alcune curve della Groenlandia ed in Perù. In Groenlandia è presente un vistoso picco negativo a 8.2 ka. Una modesta caduta di temperatura è visibile talora intorno a 5 ka ed una successiva un poco più evidente intorno a 2,5 - 3 ka. Sia in Groenlandia che in Antartide il metano mostra un decremento sino ad un minimo a 5 ka ed un successivo aumento. Vistose variazioni nei segnali chimici sono state messe in evidenza in Groenlandia, e imputate a variazioni nella circolazione (intensità della circolazione meridiana). Così è segnalata una brusca variazione a 1400 AD, in connessione con l'inizio della Piccola Età Glaciale. Nel dettaglio, nelle curve oloceniche ottenute dalle carote di ghiaccio sono tuttavia spesso prevalenti segnali locali o regionali, tali che le diverse curve non sono facilmente tra loro correlabili.

Nel complesso si ritiene quindi, attualmente, che nell'Olocene si siano prodotte frequenti variazioni climatiche, anche repentine, ma di modesta entità (al confronto di quelle verificatesi nelle fasi glaciali del Pleistocene) e spesso di valore regionale. Anche dalle carote di ghiaccio si hanno tuttavia evidenze indirette di una

Interhemispheric Comparison of Stable Isotope Records from Ice Cores

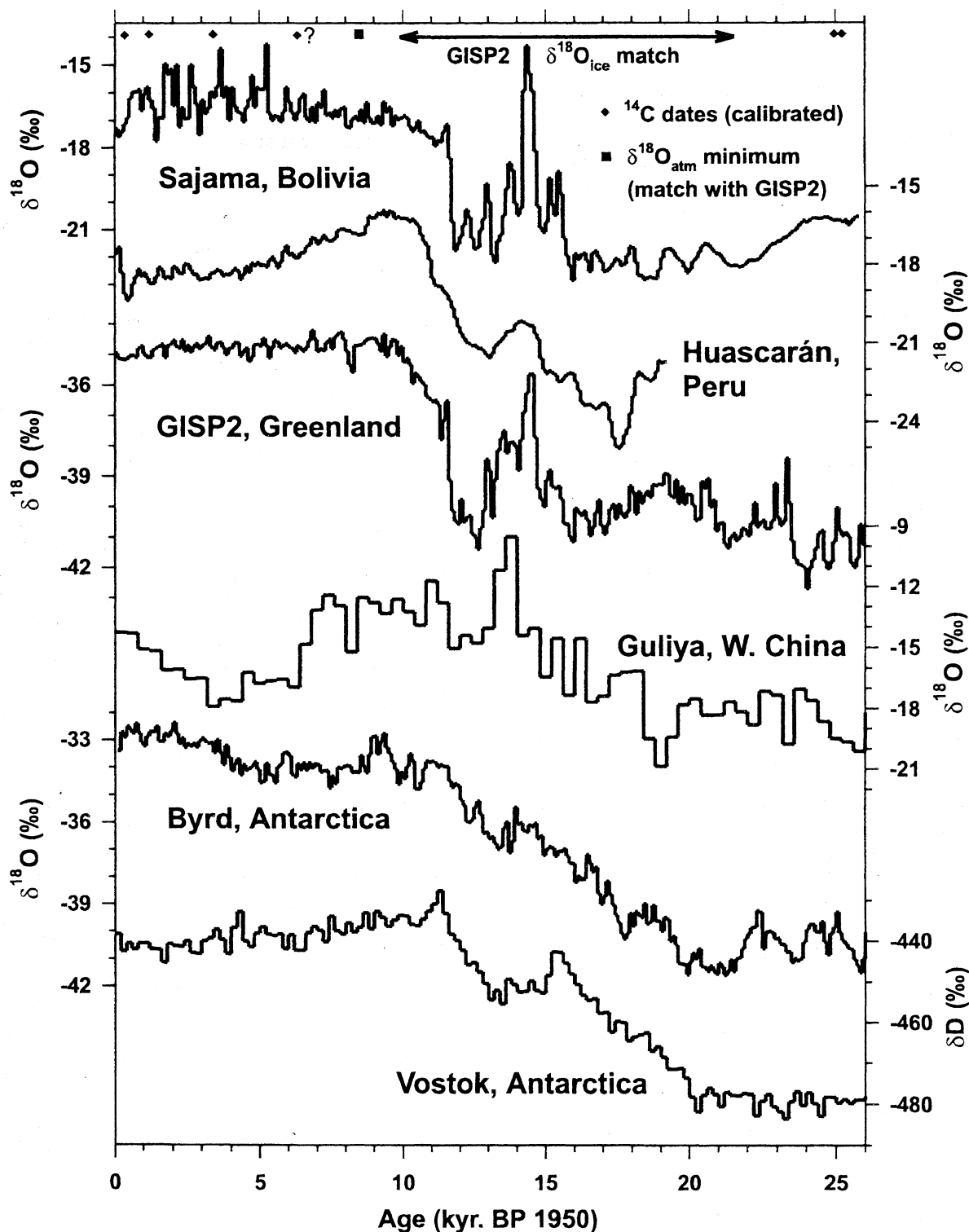


Fig 1 In questo grafico ripreso da Thompson *et al.*, 2000, vengono mostrate alcune importanti serie relative agli isotopi stabili dell'Ossigeno. Vi sono anche due siti tropicali (Sajama and Huascarán), 2 relativi all'emisfero nord (Guliya e Gisp 2) e due dell'emisfero sud (Byrd and Vostok).

Fig 1 This interhemispheric comparison of stable isotopes recors includes two tropical sites (Sajama and Huascarán) two Northern Hemisphere (Guliya e Gisp 2) and two southern Hemisphere (Byrd and Vostok).

più ampia variabilità nella distribuzione delle precipitazioni e nel regime idrologico, quali quelle che hanno interessato le aree attualmente aride e, in generale, le medie e basse latitudini. Nel confronto con altri archivi paleoclimatici e paleoambientali naturali, i ghiacci polari e delle montagne più elevate, offrono informazioni direttamente riferibili all'atmosfera e al clima, non mediate tramite la biosfera o l'idrosfera, ed una elevata risoluzione temporale in anni calendario. Possono quindi spesso essere utilizzate come evidenza paleoclimatica indipendente, con la quale confrontare e correlare le altre serie di dati paleoambientali. Nel territorio nazionale sono utilizzabili unicamente le carote di ghiaccio ottenute al di sopra di 4000 m, esenti da fenomeni di fusione. Soltanto pochi ghiacciai nelle Alpi Italiane sono idonei a questi studi. Per l'elevato accumulo e la dinamica dei ghiacciai alpini, le informazioni che si ottengono possono riguardare solamente gli ultimi decenni-secoli. Esse sono, tuttavia, interessanti, come segnale delle variazioni climatiche e ambientali naturali e indotte dall'uomo.

12. SST OLOCENICHE NEL MEDITERRANEO CENTRALE: ANALISI ISOTOPICHE SU SERPULIDI E VERMETIDI E CONFRONTO CON ALTRI RECORD

Sergio Silenzi

ICRAM - Istituto per la Ricerca Scientifica e Tecnologica
Applicata al Mare
Via di Casalotti, 300 - 00166 Roma
silenzis@hotmail.com

La necessità di comprendere l'evoluzione climatica olocenica del bacino del Mediterraneo, in termini di andamento della temperatura superficiale del mare (SST), si è da sempre confrontata con la difficoltà di reperire indicatori affidabili e dettagliati, quali i coralli, presenti invece in altri mari.

Recentemente la possibilità di ricostruire la variazione delle SST ha avuto notevoli sviluppi. Questo tipo di ricerca si basa essenzialmente sulle analisi relative alla variazione del rapporto fra gli isotopi stabili dell'ossigeno (^{16}O e ^{18}O) nel guscio/scheletro di organismi che precipitano la propria struttura carbonatica in equilibrio con l'acqua. L'applicazione di formule sperimentali adattate alle singole specie analizzate (riassunti in Wefer & Berger, 1991) permette di risalire, in condizioni di equilibrio isotopico, alla temperatura del sistema chimico al momento della precipitazione del carbonato che le costituisce.

Emiliani (1955) è stato tra i primi a cercare di applicare la metodologia basata sul $\delta^{18}\text{O}$ per considerazioni sulle paleo SST, cui hanno fatto seguito gli innovativi lavori di Shackleton & Opdyke (1973).

Diversi record SST, quindi, sono stati realizzati utilizzando Foraminiferi (Kallen *et al.*, 1997), di Coralli (Aharon, 1993), di Gasteropodi (Cornu *et al.*, 1993) applicando gli isotopi dell'ossigeno e, più recentemente, il rapporto Ca/Sr (per es. in Gagan *et al.*, 2000) e l'indice di insaturazione degli alchenoni (Bard *et al.*, 1996).

Attraverso gli studi di geomorfologia e stratigrafia subacquea condotti nel Mediterraneo centrale per la ricostruzione delle variazioni del livello del mare (Alessio *et al.*, 1996), il rilevamento di sistemi carsici e di piane costiere ha portato all'individuazione di due organismi che, con tassi di crescita e caratteristiche morfometriche differenti, hanno permesso di analizzare la trasgressione olocenica.

Su questi sono state misurate, seguendo i diversi livelli di crescita lungo le direzioni di massimo sviluppo, le variazioni dei rapporti fra gli isotopi stabili dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$).

Si sono quindi ottenuti record con dettagli differenti, da integrare fra loro: i Serpulidi (*Serpula massiliensis*) hanno permesso di inquadrare l'andamento olocenico (Antonoli *et al.*, 1997 e Antonoli in stampa), con una scansione temporale secolare utile alla comprensione di gran parte dello stadio isotopico attuale e confrontabile con altri marker; la necessità di esplodere gli accadimenti del passato più recente, è invece offerta dall'analisi dei Vermetidi, che hanno permesso di analizzare gli ultimi 5 secoli con un low-pass di 50 anni.

I valori del $\delta^{18}\text{O}$ scaturiti dall'analisi dei Serpulidi mostrano un progressivo trend positivo a partire da ~ 8,2 cal. Kyr BP sino al presente (Fig.1), indipendentemente dalle profondità di campionamento delle colonie. Questa tendenza è stata interpretata come un raffreddamento dell'acqua.

Comparando i dati scaturiti dai Serpulidi con serie temporali provenienti da Foraminiferi del Mar Tirreno, Coralli dall'Oceano Pacifico ed applicando gli alchenoni su carote profonde dell'Oceano Indiano, oltre alle curve di risalita eustatica, si può ottenere una migliore idea dell'evoluzione olocenica in termini di SST.

Tutti i record osservati mostrano, seppure con ampiezza variabile, un progressivo raffreddamento della temperatura a partire dall'Olocene medio. È possibile comunque notare come diversi siano i momenti di inizio di tali trend e, soprattutto, come questi differiscano nel loro andamento rispetto al tempo.

Ogni bacino climatico (ed anche marino), infatti, subisce variazioni di magnitudo e risulta caratterizzato da tempi di risposta differenti rispetto alle oscillazioni climatiche globali, in funzione della sua collocazione geografica e della propria fisiografia. Questo tipo di valutazione comparata dei dati suggerisce, in prima istanza, come alle alte latitudini (fasce polari) gli eventi climatici registrati nel medio e tardo Olocene non si manifestano in modo sincrono; secondo Thompson *et al.* (1998) i record afferenti alle alte latitudini sarebbero significativamente meno rappresentativi di quelli afferenti alle temperature medie annuali delle aree tropicali.

Lo studio degli alchenoni nelle carote profonde campionate nell'Oceano Indiano mettono in risalto come la seconda parte dell'ultima deglaciazione sia caratterizzata da un raffreddamento, compreso fra 7,0 e 1,0 cal. Kyr. B.P. (Bard *et al.*, 1996). Nell'Oceano Pacifico il raffreddamento delle acque superficiali è individuato iniziare 8,8 cal. Kyr B.P. (Gilderston *et al.*, 1994, McCulloch *et al.*, 1996).

I dati afferenti alla porzione tropicale dell'Oceano Indiano e dell'Oceano Pacifico mostrano record di SST che evidenziano, rispettivamente, una fase calda sovrapposta al trend di raffreddamento a 4,500 cal. yr. B.P. e fra 6,0-4,5 cal. Kyr. B.P. Tale evidenza appare

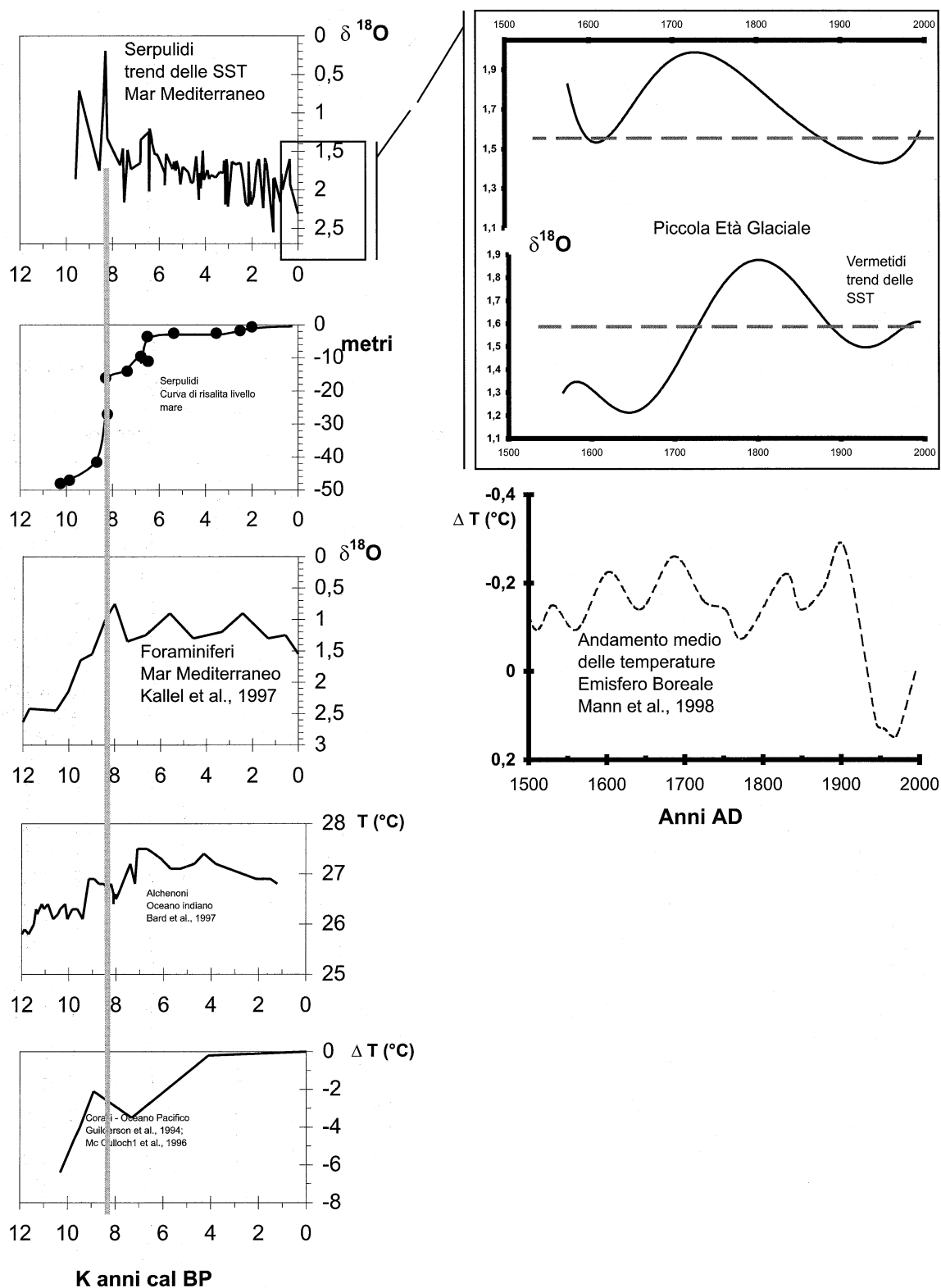


Fig. 1 – A sinistra: media delle indicazioni sulle SST scaturite dall'analisi dei Serpulidi (8 colonie collezionate fra -6 e -41 m; Isola dell'Argentarola – GR – e Capo Palinuro – SA) a confronto con la curva eustatica e con altri marker climatici; la linea grigia evidenzia temporalmente il massimo picco "caldo" registrato dai Serpulidi. A destra: record (medie) afferenti all'analisi dei Vermetidi (Sicilia NW) a confronto con l'andamento delle temperature medie nell'emisfero boreale (Mann et al., 1998). Le linee tratteggiate evidenziano la corrispondenza nei valori $\delta^{18}\text{O}$ nei Vermetidi viventi al momento del campionamento.

Fig. 1 – Left, from top to bottom: average SST from Serpulids analysis in the Mediterranean Sea (8 colonies collected between 6 and 41 meters depth at Argentarola Island, GR, and Palinuro Cape, SA) compared to the eustathic sea level curve and other SST markers from previous studies. The grey line shows the T maximum recorded by the Serpulids analysis.

Right: average SST record from Vermetids analysis in NW Sicily (top) and average temperature trend in the Boreal hemisphere from Mann et al., 1998 (bottom). The grey dashed lines show the $\delta^{18}\text{O}$ signal of living Vermetids.

essere attenuata nei record isotopici di Foraminiferi e Serpulidi.

Il raffreddamento registrato nel Mediterraneo in termini di SST estive nel medio e tardo Olocene è stato interpretato come una conseguenza dell'incremento cospicuo delle precipitazioni nella regione (Kallel et al., 1997). Seppure con tempi di registrazione del fenomeno diversi, il raffreddamento rilevato nei Serpulidi appare essere registrato anche dai record afferenti ad Oceano Pacifico ed Indiano: ciò potrebbe essere di supporto nel considerare tale evidenza come un prodotto delle dinamiche globali, piuttosto che un fenomeno a carattere regionale.

Le scogliere a Vermetidi, presumibilmente termofile ed attualmente in espansione dal Mediterraneo meridionale a quello centrale, sono concrezionate dal Gasteropode *Dendropoma petraeum*, e vivono in un intervallo pressoché corrispondente a quello di marea. I reef fossili più antichi sono stati ritrovati in Turchia e presentano date cal. B.P. di circa 6000 anni.

I reef studiati in Sicilia (Antonioli et al., 1999) presentano una porzione interna fossile con età calibrate di circa 450 anni B.P. Le curve isotopiche ottenute mostrano una netta oscillazione con valori del $\delta^{18}\text{O}$ più positivi dell'attuale nel periodo compreso fra il 1600 e il 1850 A.D. (Fig. 1): tale oscillazione viene associata al raffreddamento climatico noto come Piccola Età Glaciale. Successivamente è stata osservata l'evidenza della fase di riscaldamento che ha caratterizzato l'ultimo secolo. Il trend sul medio periodo così riscontrato risulta in accordo con quanto conosciuto per l'emisfero boreale (Mann et al., 1998), dove un periodo pronunciato freddo è ben rilevato fra il 17° e 19° secolo, preceduto da una fase calda nel 16° secolo (corrispondente all'inizio della costituzione delle scogliere a Vermetidi) e seguito dalla fase di riscaldamento attualmente in corso. Le evidenze di un riscaldamento del mare pronunciato nell'ultimo secolo ben coincidono con le evidenze d'incremento dei tassi di variazione del livello eustatico ricostruito mediante l'utilizzo degli stessi indicatori.

Record afferenti all'Oceano Indiano e Pacifico (coralli) mostrano un'alternanza di fasi "riscaldamento/raffreddamento" negli ultimi 4 secoli (Gagan et al., 2000). Le curve mostrano in particolare due fasi di slittamento verso condizioni caldo/asciutte nei periodi 1800-1840 e 1925-1940; tali evidenze sono riscontrabili, in grandi linee, anche nei record afferenti ai Vermetidi.

L'insieme dei dati esposti, con gli andamenti specifici e le diverse peculiarità, rimarca l'importanza di considerare, nella ricostruzione degli eventi globali, tutte le singolarità proprie sia dei diversi bacini che dei singoli indicatori (Foraminiferi, Coralli, Serpulidi, Vermetidi) spesso misurati con tecniche diverse (alchenoni, isotopi, Ca/Sr, etc.).

CONCLUSIONI

F. Antonioli

L'utilizzo di metodologie diverse, applicato a marker climatici reperibili nell'area mediterranea, si rileva come un approccio proficuo per la comprensione

delle dinamiche climatiche oloceniche. La possibilità di effettuare datazioni ^{14}C AMS sempre più precise, utilizzando sempre meno materiale, approfondisce il range temporale ed il dettaglio dei risultati. Appare però sempre più evidente la necessità di uniformare le metodologie analitiche, al fine di migliorare la confrontabilità dei diversi indicatori. Il gruppo di ricercatori dell'AQUA che ha redatto queste pagine, per esempio, ha discusso a lungo sulla opportunità di utilizzare sempre la calibrazione per le datazioni al ^{14}C , senza peraltro raggiungere un accordo unanime. Chi scrive è convinto della necessità di uniformare le datazioni pubblicate, calibrandole sempre. Le più prestigiose riviste della Elsevier (Marine Geology, Marine Micropaleontology, ecc.) inespiegabilmente non richiedono le datazioni ^{14}C calibrate, prestandosi in diverse occasioni a complicati paragoni tra dati.

I più completi set di dati paleoclimatici per l'Olocene, provengono dalle *ice core* della Groenlandia ed Antartide e, secondariamente, dai coralli. Solo per l'Olocene la nota *ice core* GRIP ha carotato 1700 metri di spessore di ghiaccio, da queste carote è stato possibile ricavare dati preziosissimi, innanzi tutto sulle variazioni del $\delta^{18}\text{O}$, che hanno permesso di ricostruire le effettive variazioni di T° , sul contenuto in CO_2 , e CH_4 , è stata anche rilevata una asincronicità climatica tra polo sud e nord. Alcune barriere coralline superano, sempre per l'Olocene, i 120 m di spessore e, oltre alla variazione del livello degli oceani possono contribuire, con alcune specie, alla ricostruzione della temperatura superficiale degli oceani. La possibilità per alcune specie di coralli di dettagliare il passato con precisione annuale, contando i setti di accrescimento stagionali apre le porte a ricostruzioni estremamente dettagliate sulle variazioni del clima negli ultimi decenni (fig 1). Purtroppo il clima temperato mediterraneo non permette la deposizione o il concrezionamento di ghiaccio e coralli di spessori così elevati. Vi sono, in ogni caso, a disposizione speleotemi, travertini, pollini, fanghi batiali, piattaforme a vermetidi (fig 2), masse glaciali, insomma, numerosi altri marker che consentono comunque delle discrete, e a volte ottime ricostruzioni climatiche, in ogni caso le uniche disponibili per un clima temperato come quello Mediterraneo. In grande scala il paragone tra alcuni marker Mediterranei e quello scaturito dalle *ice core* sembra possibile (fig 3), il leggero raffreddamento scaturito dopo il picco negativo degli 8.2 anni BP si registra nelle SST dei serpulidi, nei travertini, nei fanghi batiali, in alcuni speleotemi, e, parzialmente, in alcune serie polliniche.

Alcune "credenze" radicate nel mondo geologico italiano fino a qualche anno fa, sono state riviste: per esempio è oramai appurato che l'optimum climatico sia slittato da 6 ka ad un periodo compreso tra 8 e 9 ka cal BP, oppure che il livello del mare Mediterraneo non abbia mai superato quello attuale.

Due parole vanno spese sui differenti output tra dati strumentali e dati paleoclimatici. Per i primi, e ci si riferisce ai satelliti e/o ai mareografi, si è visto come sia necessario avere a disposizione set temporali sufficientemente lunghi, i 7 anni di rilievi effettuati dal satellite Topex Poseidon non hanno infatti chiarito con certezza gli effettivi trend degli oceani, i dati infatti sono assai variabili nelle diverse parti del mondo. Per i mareografi invece, dove si hanno serie temporali che superano i 100 anni, pur avendo dati, anche in questo caso non omo-

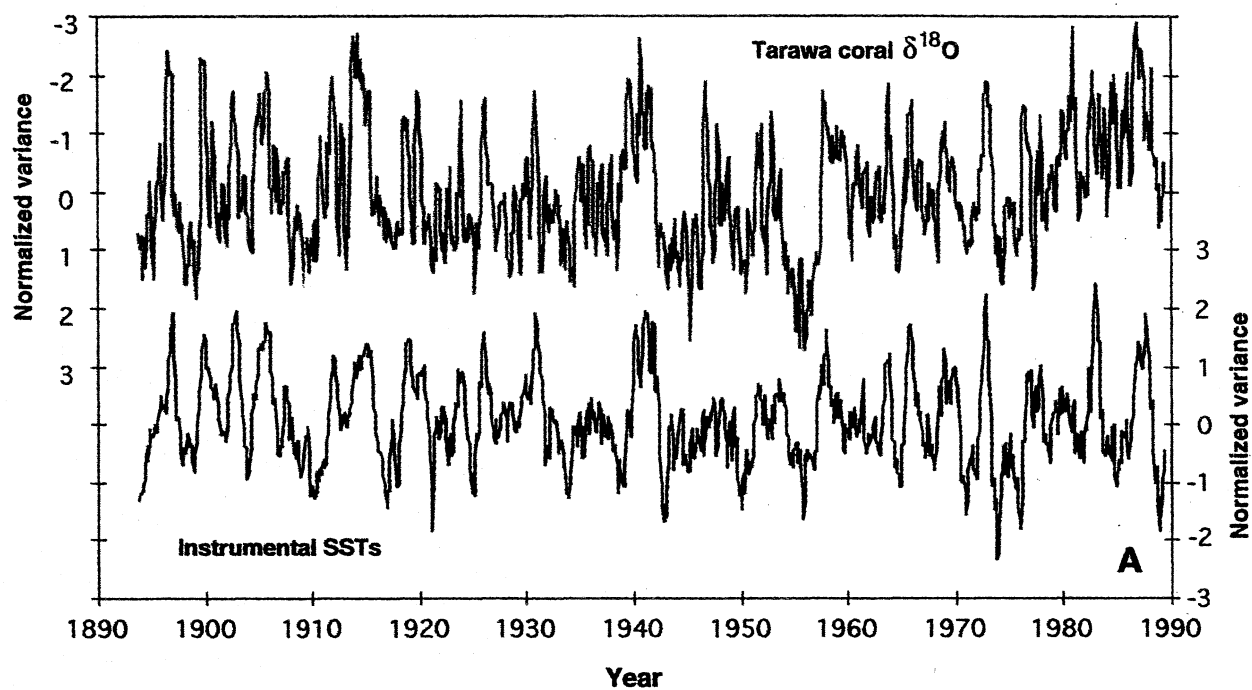


Fig 1 - Record mensile del delta ^{18}O proveniente da coralli, paragonato con la temperatura superficiale dell'acqua dell'oceano Pacifico equatoriale.

Monthly record of normalized coral compared with an index of sst in the central equatorial Pacific (da Gagan et al 2000).

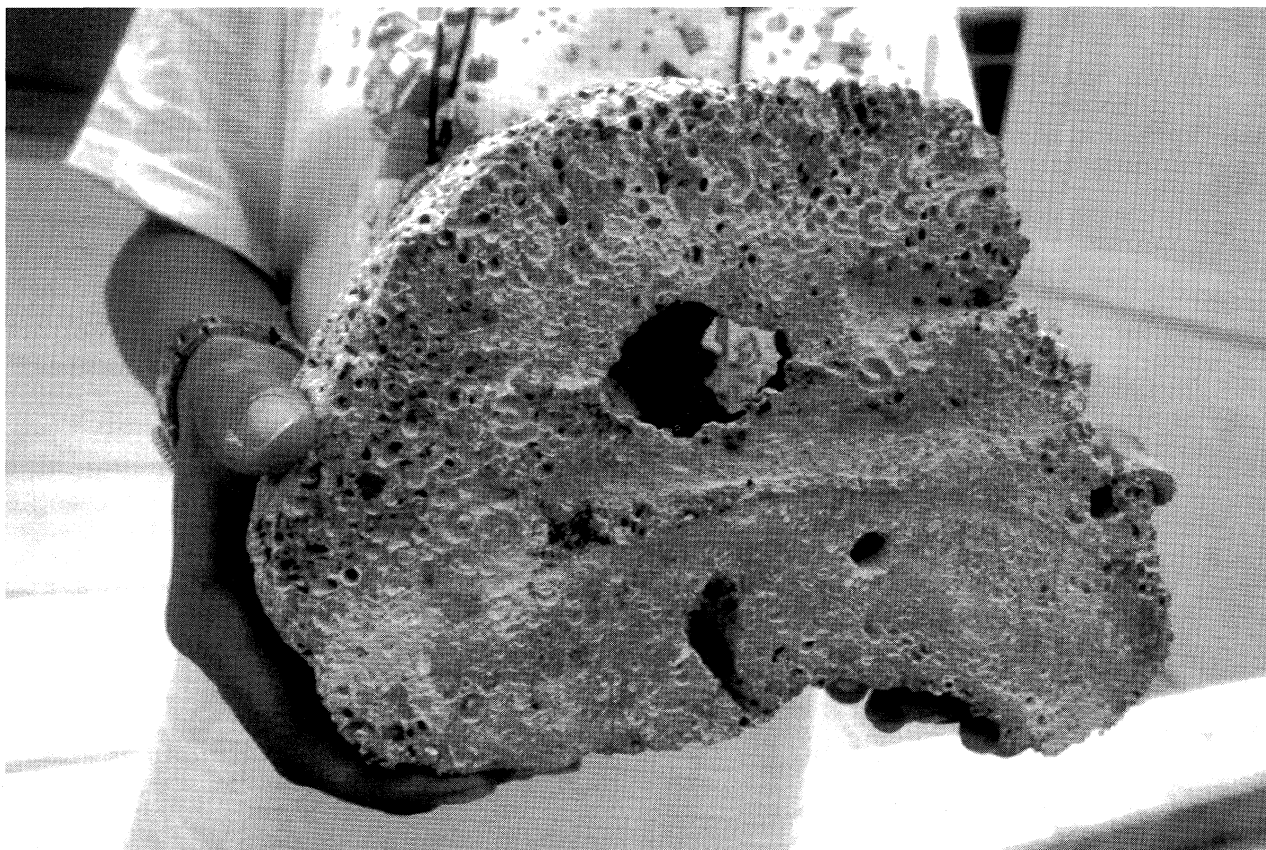


Fig 2 - Sezione di un reef a vermetidi siciliano dalla conformazione a "Fungo". La parte interna è fossile, quella esterna è vivente.
Cross-section of a living and fossil Dendropoma reef "Mushroom-like".

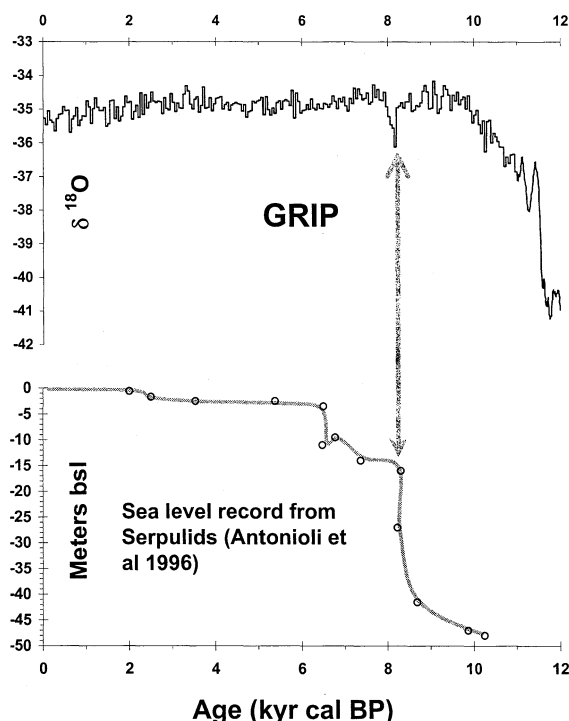


Fig 3 - Paragone tra l'ice core GRIP e la curva ottenuta con i dati dei Serpulidi (Alessio et al 1996). Il picco degli 8200 anni del Grip corrisponde un notevole calo dei tassi di risalita del mare.

The serpulids sea level rise curve (Alessio et al 1996) compared with GRIP delta ^{18}O series: a reduction of sea level ratio coincides with the 8.2 cold peak.

genei, è più chiaro un trend di sollevamento del mare quantificabile nel Mediterraneo in 10-15 cm nell'ultimo secolo. La disomogeneità dei mareografi dipende essenzialmente dalla stabilità crostale della loro ubicazione. Alcuni dati strumentali utilissimi, come quelli che hanno registrato le temperature per centinaia di anni, stanno attualmente in fase di revisione. Partendo da questi dati raccolti in tutta Europa, fu pubblicato su Nature nel 1984, l'annuncio di aumento della temperatura media di $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ nell'ultimo secolo. Successivamente ci si è accorti che in base a numerosi fattori (tra cui la quota, la vernice di ricoprimento delle centraline di rilevamento, il loro successivo inglobamento in grandi centri abitati) l'errore di questa stima era enorme: $0,3^{\circ}\pm 6^{\circ}$. Ricorrendo a questo input di ingresso (inficiato però da questo notevole errore), molti modelli hanno annunciato imminenti sconvolgimenti del clima. Sconvolgimenti particolarmente amplificati dai giornalisti che hanno immediatamente fatto propri questi modelli annunciando a loro volta un futuro di catastrofi.

BIBLIOGRAFIA GENERALE

- Aharon P., 1993. *140000-Yr Isotope Climatic Record from Raised Coral Reefs in New Guinea*. Nature, **304**, 720-730.
- Alessio A., Allegri L., Bella, F., Calderoni G., Cortesi C., Dai Pra G., De Rita D., Esu D., Follieri M., Improta S., Magri D., Narcisi B., Petrone V., Sadori L. 1986 - *^{14}C dating, geochemical features, faunistic and pollen analyses of the uppermost 10 m core from Valle di Castiglione (Rome, Italy)*. Geologica Romana, **25**, 287-308.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Improta S., Manfra L., Preite M. 1996 - *La curva di risalita del Mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici*. Memorie Descrittive del Servizio Geologico Nazionale, **52**, 235-256.
- Antonioli F. & M. Oliverio, 1996 - Holocene sea-level rise recorded by a radiocarbon dated mussel in a submerged speleothem beneath the Mediterranean Sea. Quaternary Research, **45**, 241-244.
- Antonioli F. & Leoni G. 1998 - Siti archeologici e loro utilizzazione quali indicatori per lo studio delle variazioni recenti del livello del mare. Il Quaternario **11**, 122-139.
- Antonioli F. & Silenzi S. 1998 - Rassegna dello stato dell'arte sulle ricerche delle variazioni del livello del mare relative all'ultimo semiciclo glaciale e sul concetto di stabilità tettonica. Il Quaternario **11**, 139-151.
- Antonioli F. 1999 - Measuring Holocene sea-level rise in the Mediterranean, in state e pressure on Mediterranean Sea Environment, Izzo G. and Moretti S. editors. Joint report of the Topic Centre on Marine Coastal Environment. EEA, European Environment Agency, **5**, 105-110.
- Antonioli F., Chemello R. Improta S., & Riggio S. 1999 - *Dendropoma lower intertidal reef formations and their paleoclimatological significance NW Sicily*. Marine Geology **161**, 155-170.
- Antonioli F., Girotti O., Improta I., Nisi M., Puglisi C., Verrubbi V. (in stampa) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica, della pianura versiliese*. Atti del Convegno Conoscenza e salvaguardia delle aree di pianura. Ferrara, Novembre 1999.
- Antonioli F., Parello F. & Silenzi S., 1997 - *Ricostruzione delle paleotemperature oloceniche nel Tirreno attraverso la misura della composizione isotopica dell'Ossigeno su speleotemi sommersi*. Geoitalia, Forum FIST, vol. **2** abstract, 216-217.
- Antonioli F., Silenzi S., Frisia S., (in stampa) - *Tyrrhenian Holocene sea surface temperature trends from spelean serpulids*. Quaternary Science Reviews.
- Baker, A., Barnes, W.L., and Smart, P.L., 1996 - *Speleothem luminescence intensity and spectral characteristics: signal calibration and a record of palaeovegetation change*. Chemical Geology, **130**, 65-76.
- Baker, A., Ito, E., Smart, P.L., and Ewan, R.F., 1997 - *Elevated and variable values of ^{13}C in speleothems in a British cave system*. Chemical Geology, **126**, 263-270.
- Baker, A., Smart, P.L., Edwards, R.L., and Richards, D.A., 1993 - *Annual growth banding in a cave stalagmite*. Nature, **364**, 518-520.
- Bard E., Hamelin B. & Fairbanks R., 1990. *Calibration of ^{14}C time-scale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals*. Nature, **345**, 405-410.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G. & Rougerie F., 1996. *Deglacial sea-le-*

- vel record from Tahiti corals and the timing of global melt water discharge. *Nature*, **382**, 241-244.
- Barfield L.H. 1994 - *The Iceman reviewed*. *Antiquity*, **68**, 10-26.
- Barfield L.H., Koller E. & Lippert A. 1992 - *Der Zeuge aus dem Gletscher: das Rätsel der frühen Alpen-Europäer*. Carl Ueberreuter, Wien.
- Bar-Matthews M., Abalone, A., and Kaufman A. 1997. *Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq cave, Israel*. *Quaternary Research*, **47**, 155-168.
- Baroni C. & Carton A. 1991a - *Vedretta di Pisgana (Gruppo dell'Adamello)*. *Geomorfologia e variazioni oloceniche della fronte*. Natura Bresciana, Ann. Museo Civ. Sc. Nat. Brescia, **26**, 1989.
- Baroni C. & Carton A. 1991b - *Variazioni oloceniche della Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, alpi Centrali)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **13** (1990), 105-119.
- Baroni C. & Carton A. 1996 - *Geomorfologia dell'alta val di Genova (Gruppo dell'Adamello, alpi Centrali)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **19** (1), 3-17.
- Baroni C. & Orombelli G. 1996 - *The alpine Iceman and Holocene climatic change*. *Quaternary Research*, **46**, 78-83.
- Baroni C. 1985 - *Note sulla paleogeografia olocenica della costa occidentale del Lago di Garda*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **8**, 49-61.
- Baroni C. 1997 - *The paleolevels of Lake Garda*. In: *Guide for the excursion - Geomorphology of the Central and Southern Alps*. Supplemento di *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, suppl. III, **2**, 37-42.
- Belluomini G., Manfra L., Proposito A. 1993 - *Lago di Bolsena: datazione con il carbonio-14 di reperti sommersi e fluttuazioni oloceniche del livello delle acque*. *Il Quaternario*, **6** (2), 265-270.
- Bentley M.J. 1999 - *Volume of Antarctic Ice at the Last Glacial maximum and its impact on global sea level change*. *Quaternary Science Reviews* **18**, 1569-1595.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Stauffer B. & Raynaud, D. 1995 - *Variations in Atmospheric Methane Concentration during the Holocene epoch*. *Nature*, **374**, 46-49.
- Bonani G., Ivy S.D., Hajdas I., Niklaus T.R. & Suter, M. 1994 - *AMS ¹⁴C age determinations of tissue, bone and Grass samples from the Ötztal Ice Man*. *Radiocarbon*, **36** (2), 247-250.
- Bongiovanni G., Fantucci R., Margottini C., (in stampa) - *Precipitation vs. floods and droughts in Italy in the last 1.000 years*.
- Bradley R.S., 1994 - *Reconstructions of climate from A.D. 1000 to the present*. In: *Global Change*, Speranza A., Tibaldi S., Fantechi R. (eds.), European Commission EUR 15158 EN, 123-137.
- Bradley R.S., 1994. *Reconstructions of climate from A.D. 1000 to the present*. In: *Global Change*, Speranza A., Tibaldi S., Fantechi R. (eds.), European Commission EUR 15158 EN, 123-137.
- Brisse A. & De Retrou L. 1883. *Prosciugamento del Lago Fucino fatto eseguire da Sua Eccellenza il Principe Alessandro Torlonia. Descrizione storica e tecnica in due volumi ed un atlante*. Tipografia Poliglotta di Propaganda Fide, Roma.
- Cabioch G. Thomassin B.A. & Lecolle J. 1989. *Age d'émergence des récifs frangeant holocènes autour de la "Grande Terre" de Nouvelle Calédonie, nouvelle interprétation de la courbe des niveaux marins depuis 8000 ans BP*. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II)* **308**, 419-425.
- Cabioch G., Montaggioni L.F. 1999. *Reef coral assemblages as recorder of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province*. *Quat. Sc. Rev.* **18**, 1681-1695.
- Calderoni G., Carrara C., Ferrelì L., Follieri M., Gliozzi E., Magri D., Narcisi B., Parotto M., Sadori L., Serva L. 1994 - *Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and chronological interpretations of a late-Quaternary sediment core from Piana di Rieti (central Apennines, Italy)*. *Giornale di Geologia*, **56**(2), 43-72.
- Camuffo D., Enzi S., 1994. *Climatic features during the Spörer and Maunder Minima*. *Pälaoklimaforschung Palaeoclimate Research*, special issue **8**, *Pälaoklimaforschung*.
- Camuffo, D., 1993. *Analysis of the Sea Surges at Venice from A.D. 782 to 1990, Theoretical and Applied Climatology*, **47**, 1-14.
- Carancini P.L. 1986. *Atti dell'incontro di Acquasparta 1985 "Gli insediamenti per lacustri dell'Età del Bronzo e della prima Età del Ferro: il caso dell'antico Lacus Velinus"*. Quaderni di Protostoria, **1**, 430 pp, Litografica Iride, Roma.
- Carrara C. 1994. *I travertini di Canino (Viterbo, Italia centrale): elementi di cronolitostratigrafia, di geochimica isotopica e loro significato ambientale e climatico*. *Il Quaternario*, **7**(1), 73-90.
- Carrara C., Ciuffarella L. & Paganin G. 1998 - *Inquadramento geomorfologico e climatico-ambientale dei travertini di Rapolano Terme (SI)*. *Il Quaternario*, **11**(2), 319-329.
- Carrara C., Esu D. & Ferrelì L. 1995 - *Lo sbarramento di travertino delle Marmore (Bacino di Rieti, Italia centrale): aspetti geomorfologici, faunistici ed ambientali*. *Il Quaternario*, **8**(1), 111-118.
- Celant A. 1995 - *Macroresti vegetali del livello neolitico nell'insediamento di Quadrato di Torre Spaccata (Roma)*. *Origini*, **XIX**, 277-286.
- Cerling, T.E., 1984 - *The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate*. *earth and Planetary Science Letters*, **71**, 229-240.
- Chiarucci G. 1985 - *Materiali dell'età del Bronzo nelle acque del Lago di Albano*. *Archeologia Laziale*, **VII** **11**, 34-39.
- Cocheo, C. and Camuffo, D., 2000 - *Corrections of systematic errors and data homogenisation in the Padova series (1725 – today)*. *Climatic Change*, (submitted).
- Cornu S., Patzold J., Bard E., Meco J. & Cuerda-Barcelo J., 1993 - *Paleotemperature of the last interglacial period based on $\delta^{18}O$ of *Strombus bubonius* from the western Mediterranean Sea*. *Palaeo. Palaeo.*, **103**, 1-20.
- Correggiari A., Roveri M., Trincardi F., 1996 - *Pleistocene and Holocene evolution of the north Adriatic sea*. *Il Quaternario*, **9**(2), 697-704.
- Currie R G., 1994: *Luni-Solar 18.6 and 10-11-Year Solar Cycle Signals in H.H. Lamb's Dust Veil Index*. *International Journal of Climatology*, Vol. 14 No. 2.

- Dalfes H.N., Kukla G., Weiss H. 1997 - *Third Millennium BC climate change and Old World collapse*. NATO ASI Series, I **49**, 517-530. Springer-Verlag, Berlin.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, 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.
- D'Argenio B. & Ferreri V. 1987 - *A brief outline of sedimentary model for Pleistocene travertine accumulation in Southern Italy*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **9**, 167-170.
- Delmonaco G., Margottini C., Serafini S., 1999 - *Climate Change Impact on Frequency and Distribution of Natural Extreme Events*. In: *Floods and Landslides, Integrated Risk Assessment*, Springer-Verlag, 45-66.
- Delmonaco G., Margottini C., Trocciola A., 1997 - *Non-stationarity of hydroclimatic data: the case study of the Tiber river basin*. Ribamod, River basin modelling, management and flood mitigation, European Commission EUR 18019 EN, 195-209.
- Demuro S. & Orrù P., 1998 - Il contributo delle beach rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach rock post-glaciali della Sardegna nord orientale. *Il Quaternario*, **11**, 19-39.
- Dreybrodt, W. 1988 - *Processes in karst systems*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 287 pp.
- Edwards, R.L., Chen, J.H., and Wasserburg, G.J., 1987 - ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th systematics and the precise measurement of time over the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **81**, 175-192.
- Egg M., Gödecker-Ciolek W., Grönman-Van Waterkinge W. & Spindler, K. 1993 - *Die Gletscher-mumie vom Ende der Steinzeit aus den Ötztaler Alpen*. Sonderdruck from Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, Mainz, 39.
- Ekmann M. 1999. *Climate changes detected through the world's longest sea level series*. *Global and Planetary Change* **21**, 215-224.
- Emiliani C., 1955. *Pleistocene temperatures*. *Journ. Geol.*, **63**, 538-578.
- ENEA-SGA, 1987. *Raccolta, analisi, elaborazione ed interpretazione di informazioni storiche sugli effetti prodotti da eventi eccezionali in Italia dall'anno 1000 al 1985*. Progetto GIANO, Bologna, IV Volumi.
- Enzi, S. and Camuffo, D., 1995. Documentary Sources of Sea Surges in Venice from A.D. 787 to 1867. *Natural Hazards*, **12**, 225-287.
- Fioravanti A. 1991 - *Trentatré anni di ricerche subacquee di geoarcheologia nel Lago di Bolsena*. Bollettino di Studi e Ricerche (Biblioteca Comunale Bolsena), **6**, 13-30.
- Fioravanti A. 1991. *Trentatré anni di ricerche subacquee di geoarcheologia nel lago di Bolsena*. Bollettino di Studi e ricerche, Anno VI, 13-30, Biblioteca Comunale di Bolsena.
- Follieri M., Magri D., Sadori L. 1988 - *250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma)*. *Pollen et Spores*, **30**, 329-356.
- Ford T.D. & Pedley H.M. 1996 - *A review of tufa and travertine deposits of the world*. *Earth-Science Reviews*, **41**, 117-175.
- Frenzel B., Pfister C. and Glaser B., 1992 - *European climate reconstructed from documentary data: methods and results*. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart, Jena, New York.
- Frisia, S., 1996 - Petrographic evidences of diagenesis in speleothems: some examples. *Speleochronos*, **7**, 21-30.
- Frisia, S., Borsato, A., Fairchild I.J. and McDermott, F., 2000 - Calcite fabrics, growth mechanisms and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and SW Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, in press
- Fugazzola Delpino M.A. 1982 - *Rapporto preliminare sulle ricerche condotte dalla Soprintendenza Archeologica dell'Etruria Meridionale nei bacini lacustri dell'apparato vulcanico sabatino*. Bollettino d'Arte, **4** (suppl. Archeologia Subacquea), 123-149.
- Fugazzola Delpino M.A. 1982 - *Rapporto preliminare sulle ricerche condotte dalla Soprin. Archeol. dell'Etruria Meridionale nei bacini lacustri dell'apparato vulcanico sabatino*. Bollettino d'Arte **4**, Archeologia Subacquea, 123-149.
- Fugazzola Delpino M.A., D'Eugenio G & Pessina A. 1993 - *"La Marmotta" (Anguillara Sabazia, RM). Scavi 1989. Un abitato perilacustre di età neolitica*. Bollettino di Paletnologia Italiana, **84**, n.s. II, 181-304.
- Gagan, M.K., Ayliffe, L.K., Beck, J.W., Cole, J.E., Druffel, E.R.M., Dunbar, R.B. & Schrag, D.P., 2000 - New views of tropical paleoclimates from corals. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 45-64.
- Gambini E. 1995 - *Le oscillazioni di livello del Lago Trasimeno*. Quaderni del Museo della Pesca del Lago Trasimeno. **2**. 1-139.
- Gasse F. 2000 - *Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum*. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 189-211.
- Genty, D., and Quinif, Y., 1996 - *Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites - importance for paleoclimatology*. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 275-288.
- Giraudi C. 1989 - *Lake levels and climate for the last 30,000 years in the Fucino area (Abruzzo - Central Italy)*. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **70**, 249-260.
- Giraudi C. 1990 - *Le variazioni di livello del Lago del Fucino (Abruzzo) nel periodo 1783-1862: implicazioni climatiche*. *Il Quaternario*, **3**(2), 167-174.
- Giraudi C - 1998. *Late pleistocene and Holocene lake level variations in Fucino Lake (Abruzzo - Central Italy) inferred from geological, archaeological and historical data "Palaeohydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times"*. *Palaoklimaforschung*, **25**, 1-17. Gustav Fisher Verlag Ed.
- Gregory J.M. & Oerlemans J., 1998 - *Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on the regionally and seasonally resolved temperature changes*. *Nature*, **391**, 327-329.
- Grove J.M. 1988 - *The Little Ice Age*. University Press, Cambridge.
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G., & Rubenstone, J.L., 1994 - *Tropical Temperature variations since 20,000 yrs ago: modulating interhemispheric climate change*. *Science* **263**: 663-665.

- Haeberli W. 1995— *Glacier fluctuations and climate change detection. Operational elements of a worldwide monitoring strategy*. World Meteorological Organization Bulletin, 44, 23-31.
- Hassan, F., 1997 - Holocene Palaeoclimates of Africa. *African Archaeological Review*, **14**, 213- 230.
- Hays, P.D., and Grossman, E.L., 1991 - Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as
- Höpfel F., Platzner W. & Spindler, K., Eds. 1992 - *Der Mann im eis, Band 1. Bericht über das Internationale Symposium 1992 in Innsbruck*. Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, 187.
- Improta S., 1985 - *Current Limits of 14C Dating as Absolute Method-New paths in the use of nuclear techniques for art and archaeology*. G.Furlan, P.Cassola Guida, C.Tuniz,eds,World Scientific.
- Improta S., 1998 - *Datazioni assolute con il metodo del ¹⁴C*. *Il Quaternario* 11(1),79-84.
- IPCC WGI, 1995. *Climate Change 1995-The Science of Climate Change. The Second Assessment Report of the Inter-Governmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, New York, USA, 572 pp.
- IPCC WGII, 1995 - *Climate Change 1995-Impacts, Adaptations and Mitigations of Climate Change: Scientific-Technical Analyses: The Second Assessment Report of the Inter-Governmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, New York, USA, 880 pp.
- IPCC, 1996 - The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Summary for Policymakers: The Science of Climate Change - IPCC Working Group I*, 1996.
- Kallen N., Paterne M., Labeyrie L., Duplessy J.C. & Arnold M., 1997 - *Temperature and salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18,000 years*. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.*, **135**, 97-108.
- Kitagawa H., van der Plicht J., 1998 - *A 40000 year varve chronology from Lake Suigetsu, Japan: extension of the 14C calibration curve*. *Radiocarbon*, 40, 2, 505-515.
- Kral F. 1986 - *Zur postglazialen Vegetationsgeschichte in den südlichen Ostalpen*. *Bot. Jahrb. Syst.*, **106**, 409-417.
- Kreutz, K.J., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., Pittalwala, I.I., 1997 - *Bipolar Changes in Atmospheric Circulation During the Little Ice Age*. *Science*, **277**, 1294-1296.
- Laborel, J., Mohorango, Lafont, R., Le Campion, J., Laborel-Deguen, F., 1994 - *Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental southwestern France and Corsica*. *Marine Geology*, 120: 203-223.
- Lambeck K., & Bard E. 2000 - *Sea-level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 175 (3-4), 202-222.
- Lambeck K. & Johnston P., 1995 - *Land subsidence and sea-level change: contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth*. In: Barends, F.J., Brouwer, F.J.J., Schroder, F.H., (Eds.), *Land Subsidence*. Proc. Fifth Int. Symp. Land Subsidence, The Hague, 16-20 October 1995. Rotterdam, 3-18.
- Larsen E., Sejrup H.P., Johnsen S.J. & Knudsen, K.L. 1995 - *Do Greenland Ice Cores Reflect NW European Interglacial Climate Variations?* *Quaternary Research*, 43, 125-132.
- Le Roy Ladurie E. 1982 – *Tempo di festa, tempo di carestia – Storia del clima dall'Anno Mille*. Einaudi, Torino, 449 pp.
- Lowe J.J., Accorsi C.A., Bandini Mazzanti M., Bishop A., Van der Kaars S., Forlani L., Mercuri A.M., Rivalenti C., Torri P., Watson C. 1996 - *Pollen stratigraphy of sediment sequences from lakes Albano and Nemi (near Rome) and from the central Adriatic, spanning the interval from oxygen isotope Stage 2 to the present day*. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, **55**, 71-98.
- Lowe J.J., Watson C. 1993 - *Lateglacial and early Holocene pollen stratigraphy of the northern Apennines, Italy*. *Quaternary Science Reviews*, **12**, 727-738.
- Magri D. & Follieri M. 1992 - *Caratteri della Biostratigrafia pollinica dell'Olocene in Italia centrale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **52**, 147-153.
- Magri D. 1998 - *Quaternary history of Fagus in the Italian peninsula*. *Annali di Botanica*, **56**, 147-154.
- Magri D. 1999 - *Late-Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy)*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **106**, 171-208.
- Magri D., Follieri M. 1999 - *A Holocene pollen record from Lago Alimini Piccolo (Apulia, Italy)*. Abstracts XV INQUA Congress, Durban, Sudafrica, 115-116.
- Magri D., Sadori L. 1999 - *Late Pleistocene and Holocene pollen stratigraphy at Lago di Vico, central Italy*. *Vegetation History and Archaeobotany*, **8**, 247-260.
- Maisch M. 1992 - *Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der Östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und Angrenzende Regionen)*. Geographisches Institut der Universität Zürich.
- Mann M.E., Bradley R.S., & Hughes M.K., 1998 - *Global scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries*. *Nature*, **392**, 779-787.
- Mantero D. 1993 - *Rinvenimenti preistorici in località Arnone - La Torre (Anguillara Sabazia), considerazioni su una stratigrafia lacustre del Lago di Bracciano*. *Origini*, XVII, 107/121.
- Margottini C. & Puglisi C. 1994. *Le variazioni di livello del Lago di Bolsena nella cronologia postglaciale: sintesi delle conoscenze e nuovi studi per un tentativo di inquadramento paleoclimatico*. *Bollettino di Studi e ricerche*. 47-69. Biblioteca di Bolsena.
- Mazaud A., Laj C., Bard E., Arnold M., Tric E., 1991 - *Geomagnetic field control of 14C production over the last 80 ky, implication for the Radiocarbon time-scale*. *Geophys. Research Lett.*, **18**, 1885-1888.
- Mazzini I., Anadon P., Barbieri M., Castorina F., Ferrel L., Gliozzi E., Mola M., Vittori E., 1999 - *Late Quaternary sea-level changes along the Tyrrhenian coast near Orbetello (Tuscany, central Italy): palaeoenvironmental reconstruction using ostracods*. *Marine Micropaleontology*, **37**, 289-311.

- Mc Culloch M.T., Mortimer G., Esat T., Xianhua L., Pillans B., & Chappel J., 1996 - *High resolution windows into early Holocene climate: Sr/Ca coral records from the Huon Peninsula*. Earth Planetary Science Letter, **138**, p. 169-178.
- McDermott, F., Frisia, S., Huang, Y., Longinelli, A., Spiro, B., Heaton, T.H.E., Hawkesworth, C.J., Borsato, A., Keppens, E., Fairchild, I.J., van der Borg, K., Verheyden, S. and Selmo E., 1999 - *Holocene climate variability in Europe: Evidence from $d^{18}O$, textural and extension-rate variations in three speleothems*. Quaternary Science Review, **18**, 9, 1021-1038.
- Montaggioni L.F. & Faure G., 1997. *Response of reef coral communities to sea level rise: a Holocene model from Mauritius island*. Sedimentology 44, 1053-1070.
- Montaggioni L.F., Cabioch G., Camoin G. Bard E., Ribaud Laurenti A., & Faure G., Dejardin P. & Recy J., 1997 - *Continuous record of reef growth over the past 14 ky on the mid-Pacific island of Tahiti*. Geology 25, 555-558.
- Nerem R.S. 1999 - *Measuring very low frequency sea level variations using satellite altimeter data*. Global and Planetary Change 20, 157-171.
- Nesje A. & Dahl S.O., 1993 - *Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review*. Quaternary Science Reviews, 12, 255-261.
- O'Neill, J.R., Clayton, R.N., and Mayeda, T.K., 1969 - *Oxygen isotope fractionation of divalent metal carbonates*. Journal of Chemical Physics, **30**, 5547-5558.
- Orombelli G, Ravazzi C., 1996 - *The late Glacial and Holocene climate chronology and paleoclimate*. Il Quaternario, **9**(2) 439-444.
- Orombelli G. & Pelfini M., 1985 - *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali*. Rend. Soc. Geol. It., 8, 17-20.
- Orombelli G. & Porter S.C., 1982 - *Late Holocene fluctuations of Brenva Glacier*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 13-37.
- Orombelli G., 1997 - *Recenti progressi nella valutazione del paleoclima: le variazioni climatiche negli ultimi 150.000 anni*. Ist. Lomb. Scienze e Lettere, 73-97.
- Orombelli G., 1998 - *Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi*. In: Ghelardoni P., Studi in onore di Mario Pinna. I - Il clima e la storia del clima. Memorie della Società Geografica Italiana, 55, 153-165.
- Patzelt G., 1974 - *Holocene variations of glaciers in the Alps*. Coll. Int. CNRS n. 19, 51-59.
- Peltier W.R., 1976 - *Glacial Isostatic adjustment I: the forward problem*. Geophys. J.R. astr. Soc. 46, 605-646.
- Peltier W.R., 1999 - *Global sea level rise and glacial isostatic adjustment*. Global and Planetary Change 20, 93-123.
- Perret, Y., Delannoy, J.-J., Destombes, J.L., 1999 - *Stratigraphic, image processing and spectroscopic studies of some stalagmitic samples from Vercors (France): preliminary results*. Etudes de Géographie Physique, **Supplement XXVIII**, 151-156.
- Petitti P., Mitchell E. 1993 - *Dati preliminari sulla topografia dell'abitato sommerso del Lago di Mezzano*. In: Vulcano a Mezzano Insediamenti e produzioni artigianali nella media Valle del Fiora durante l'Età del Bronzo. Collana di Studi, Testi, Cataloghi, 1, 17 - 31, Museo Civico Rocca Farnese - Valentano.
- Petitti P., Mitchell E., 1993 - *Dati preliminari sulla topografia dell'abitato sommerso del Lago di Mezzano*. In: Vulcano a Mezzano - Insediamento e produzioni artigianali nella media Valle del Fiora nell'età del Bronzo. Comune di Valentano (Viterbo), Museo Civico, pp. 17-31.
- Pirazzoli P.A. 1997 - *Sea-Level Changes, the last 20.000 years*. Wiley, 211 p.
- Pirazzoli P.A., Mastronuzzi G., Saliege J., Sansò P. 1997. *Late Holocene emergence in Calabria, Italy*. Marine Geology, 141,61-70.
- Pirazzoli, P. A., 1993 - *Global sea-level changes and their measurement*. Global and Planetary Changes, 8 135-148.
- Porter S.C. & Orombelli G. 1985 - *Glacier contraction during the middle Holocene in the Western Italian Alps: Evidence and implications*. Geology, 13, 296-298.
- Porter S.C. 1975 - *Equilibrium-line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand*. Quaternary Research, 5, 27-47.
- Ramrath A., Sadori L., Negendank J. F.W. 2000 - *Sediments from Lago di Mezzano, central Italy: a record of Lateglacial/Holocene climatic variations and anthropogenic impact*. The Holocene, **10**, 87-95.
- Röthlisberger F. 1986 - *10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*. Verlag Sauerlaender Aarau, Salzburg.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., and Gonfiantini, R., 1993 - *Isotopic patterns in modern precipitation*. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie J., and Savin, S. (eds.) *Climate change in continental isotopic records*, Geophysical Monograph **78**, Washington, 1-36.
- Ryan W.B.F., Pitman W. C. 1998 - *Noha's Flood*, Simon and Shuster.
- Ryan W.B.F., Pitman W. C., Major C. O., Shimkus K., Moskalenko V., Jones G. A., Dimitrov P., Gorür N., Sakinç M., Yüce H., 1997 - *An abrupt drowning of the Black Sea shelf*. Marine Geology 138, 1-2,119-126.
- Sacco F. 1917 - *Il ghiacciaio ed i laghi del Rutor*. Boll. Soc. Geol. It., 36, 1-36.
- Sacco F. 1934 - *L'anfiteatro morenico recente del Rutor*. L'Universo, 11, 1-16.Sadori L., Narcisi B. (1999) - *The late Pleistocene and Holocene sediment record of Lago di Pergusa*. Abstracts XV INQUA Congress, Durban, Sudafrica, 154.
- Schneider R.E. 1978 - *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. Bot. Jahrb. Syst., **100**, 26-109.
- Schneider R.E. 1985 - *Analyse palynologique dans l'Aspromonte en Calabre (Italie méridionale)*. Cahiers ligures de préhistoire et de protohistoire, n.s., **2**, 279-288.

- Schramm A., Stein M., Goldstein S.L., 2000 - *Calibration of the time scale to 40 ky by ^{234}U - ^{230}Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead sea)*. Earth and Planetary Science Letters 175, 27-40.
- Serčelj A. 1996 - *The origins and development of forests in Slovenia*. Academia Scientiarum et Artium Slovenica, Classis IV: Historia Naturalis, **35**, 142 pp.
- Shackleton N. J. & Opdyke N. D., 1973 - *Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 105 Year and 106 Year Scale*. Quat. Res., **3**, 39-55.
- Spindler K. 1994 - *The man in the ice. The preserved body of a Neolithic man reveals the secret of the Stone Age*. Weidenfeld and Nicolson, London.
- Spindler K. 1995 - *L'homme du glacier une momie du glacier du Hauslabjoch vieille de 5000 ans dans les Alpes de l'Ötztal*. L'Anthropologie, 99 (1), 104-114.
- Spindler K., Rastbichler-Zissernig E., Wilfing H., Neden D. & Nothdurfter H. (1995) - *Der Mann im Eis. Neue Funde und Ergebnisse*. Springer-Verlag, Wien.
- Street-Perrot F.A. & Harrison S.P. 1985 - *Lake levels and climate reconstruction*. In Paleoclimate analysis and modeling. 291-340. John Wiley & Sons.
- Strumia G. 1997 - *Oscillazioni glaciali precedenti la piccola età glaciale documentate da un suolo sepolto in una morena del Ghiacciaio del Lys*. Il Quaternario, 10(2), 153-158.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., Vander Plicht J., Spurk M., 1998 - *Intcal 98 radiocarbon age calibration, 24,000 - 0 cal BP*. Radiocarbon 40,3, 1041-1083.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M., Lin P.N., Yao T., Dyurgerov M., & Dai J. 1993 - *"Recent warming": ice core evidence from tropical ice cores with emphasis on Central Asia*. Global and Planetary Change, 7, 145-156.
- Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.N., Mikhalevko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J., & Francou, B., 1998 - *A 25,000-Year tropical climate history from Bolivian ice cores* Science, **282**, 1858-1864.
- Vellinga P., Dorland K., Olsthoorn X., Tol R., 1995 - *Climate change and extreme events: droughts and floods*. Change, **26**, The Netherlands.
- Walker M.J., Björck, Lowe J., Cwynar, L., Johansen S., Knudsen L., Wohlfarth B., INTIMATE group, 1999 - *Isotopic events in the GRIP ice core: a startotype for the Late Pleistocene*. Quaternary Science Reviews **18**, 1143-1150.
- Watson C.S. 1996 - *The vegetational history of the northern Apennines, Italy: information from three new sequences and a review of regional vegetational change*. Journal of Biogeography, **23**, 805-841.
- Watts W.A., Allen J.R.M., Huntley B., Fritz S.C. 1996 - *Vegetation history and climate of the last 15,000 years at Laghi di Monticchio, southern Italy*. Quaternary Science Reviews, **15**, 113-132.
- Wefer, G., & Berger, W.H., 1991- *Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species*. Marine Geology, **100**, 207-248.
- Yu G. & Harrison S.P. 1995 - *Lake status record from Europe: data base documentation*. Paleoclimatology Publications Series Rep. **3**. NOAA Paleoclimatology program. Boulder, USA.

Ms. ricevuto il 6 giugno 2000
 Testo definitivo ricevuto il 25 ottobre 2000

Ms. received: June 6, 2000
 Final text received: October 25, 2000