

ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI



XXIX GIORNATA DELL'AMBIENTE

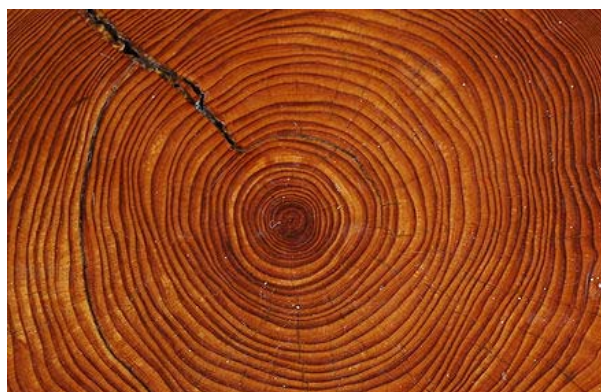
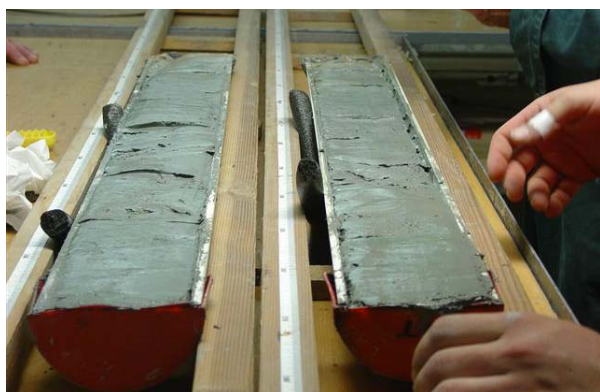
**CLIMA DEL BACINO DEL MEDITERRANEO NEGLI ULTIMI 12 MILA ANNI**

IN RICORDO DI ARDITO DESIO NEL DECENNALE DELLA MORTE

LUNEDÌ, 17 OTTOBRE 2011



## RIASSUNTI



ROMA

PALAZZINA DELL'AUDITORIO – VIA DELLA LUNGARA, 230

## PROGRAMMA

Lunedì 17 ottobre 2011

- 9.30 Saluto della Presidenza dell'Accademia  
M. CAPUTO (Sapienza Università di Roma): Apertura dei lavori  
B. ZANETTIN (Università di Padova): *Ricordo di Ardito Desio*
- 10.00 P. LIONELLO (Università del Salento): *Il clima attuale del Mediterraneo e le sue connessioni con il clima globale*
- 10.30 C. CORSELLI (Università di Milano-Bicocca): *Variabilità climatica nel record sedimentario del Mediterraneo orientale durante l'Olocene*
- 11.00 D. MAGRI (Sapienza Università di Roma): *Vegetazione e clima nel Bacino Mediterraneo durante l'Olocene*
- 11.30 Intervallo
- 11.45 F. TRINCARDI (ISMAR-CNR Venezia): *Clima, circolazione e impatti antropici in Adriatico durante l'Olocene*
- 12.15 M. CREMASCHI (Università di Milano): *Al margine meridionale del Mediterraneo: cambiamenti ambientali nelle regioni aride nel corso dell'Olocene (fra clima ed impatto antropico)*
- 12.45 G. ZANCHETTA (Università di Pisa): *La composizione isotopica dei carbonati continentali come proxy delle variazioni del regime idrologico nel Bacino Mediterraneo durante l'Olocene*

## COMUNICAZIONI

- 14.30 M. SPROVIERI<sup>1</sup>, F. LIRER<sup>2</sup>, L. FERRARO<sup>2</sup>, M. VALLEFUOCO<sup>2</sup>, L. CAPOTONDI<sup>3</sup>, A. CASCELLA<sup>4</sup>, P. PETROSINO<sup>5</sup>, D. INSINGA<sup>2</sup>, N. PELOSI<sup>2</sup>, S. TAMBURRINO<sup>2</sup>, C. LUBRITTO<sup>6</sup> (<sup>1</sup>IAMC-CNR Torretta Granitola, <sup>2</sup>IAMC-CNR Napoli, <sup>3</sup>ISMAR Bologna, <sup>4</sup>INGV Pisa, <sup>5</sup>Università "Federico II" di Napoli, <sup>6</sup>Seconda Università di Napoli): *I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario*
- 14.50 F. ANTONIOLI<sup>1</sup>, M. ANZIDEI<sup>2</sup>, F. CHIOCCI<sup>3</sup>, S. FURLANI<sup>4</sup>, V. GAZZONI<sup>5</sup>, V. LO PRESTI<sup>6</sup>, R. PAGLIARULO<sup>7</sup>, G. SCICCHITANO<sup>8</sup>, C. SPAMPINATO<sup>8</sup> (<sup>1</sup>ENEA Roma, <sup>2</sup>INGV Roma, <sup>3</sup>Sapienza Università di Roma, <sup>4</sup>Università di Trieste, <sup>5</sup>Università di Ferrara, <sup>6</sup>Università di Palermo, <sup>7</sup>CNR Bari, <sup>8</sup>Università di Catania): *Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni*
- 15.10 A. ZERBONI, M. CREMASCHI (Università di Milano): *Il significato paleoclimatico dei carbonati continentali olocenici centro-sahariani: memoria delle forzanti orbitali e di eventi climatici rapidi*
- 15.30 I. BANESCHI<sup>1</sup>, A. MASI<sup>2</sup>, L. SADORI<sup>2</sup>, G. ZANCHETTA<sup>3</sup> (<sup>1</sup>IGG-CNR Pisa, <sup>2</sup>Sapienza Università di Roma, <sup>3</sup>Università di Pisa): *L'utilizzo degli isotopi stabili del carbonio negli studi paleoambientali in campo archeologico: l'esempio di Arslantepe (Malatya, Anatolia orientale) da 5350 a 4000 anni dal presente*
- 15.50 L. SADORI<sup>1</sup>, G. ZANCHETTA<sup>2</sup>, A. VAN WELDEN<sup>3</sup>, I. BANESCHI<sup>4</sup>, R. DRYSDALE<sup>5</sup>, M. GIARDINI<sup>1</sup>, E. GLIOZZI<sup>6-7</sup>, I. MAZZINI<sup>7</sup>, N. ROBERTS<sup>8</sup> (<sup>1</sup>Sapienza Università di Roma, <sup>2</sup>Università di Pisa, <sup>3</sup>Servizio Geologico Norvegese, <sup>4</sup>IGG-CNR, <sup>5</sup>Università di Newcastle, <sup>6</sup>Università di Roma Tre, <sup>7</sup>IGAG-CNR, <sup>8</sup>Università di Plymouth): *I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni*
- 16.10 Intervallo
- 16.30 A.M. MERCURI<sup>1</sup>, L. SADORI<sup>2</sup> (<sup>1</sup>Università di Modena e Reggio Emilia, <sup>2</sup>Sapienza Università di Roma): *Cambiamenti climatici e insediamenti umani in Italia centrale dall'età del bronzo*
- 16.50 J. GABRIELI<sup>1,2</sup>, P. VALLELONGA<sup>1,3</sup>, G. COZZI<sup>1</sup>, M. SCHWIKOWSKI<sup>4</sup>, C. BOUTRON<sup>5</sup>, C. BARBANTE<sup>1,2</sup> (<sup>1</sup>IDPA-CNR, <sup>2</sup>Università Ca' Foscari di Venezia, <sup>3</sup>Università di Copenaghen, <sup>4</sup>Università di Berna, <sup>5</sup>LGGE-CNRS): *Ricostruzione delle condizioni climatiche ed ambientali in Europa negli ultimi 2000 anni sulla base dell'analisi di carote di ghiaccio alpine*
- 17.10 D. CAMUFFO, C. BERTOLIN (CNR-ISAC Padova): *Gli strumenti, le osservazioni e la variabilità climatica nel bacino del Mediterraneo dal 1654 a oggi*
- 17.30 F. CANORA, C.A. ROSSI, G. SPILOTRO (Università della Basilicata): *La piccola età glaciale nell'area di Taranto*

## ESPOSIZIONE DI POSTERS

F. DI RITA, A. CELANT, C. CONATI BARBARO (Sapienza Università di Roma): *Interazioni tra clima, ambiente e uomo nell'evoluzione olocenica del delta del Tevere: dati paleobotanici e ritrovamenti archeologici*

G. LEONELLI<sup>1</sup>, A. COPPOLA<sup>2</sup>, M. PELFINI<sup>1</sup>, M.C. SALVATORE<sup>3</sup>, M. CREMASCHI<sup>1</sup>, C. BARONI<sup>2</sup> (<sup>1</sup>Università di Milano, <sup>2</sup>Università di Pisa, <sup>3</sup>Sapienza Università di Roma): *Il segnale climatico e le sue variazioni negli anelli di accrescimento degli alberi da siti estremi al contorno della regione mediterranea*

G. BUDILLON, V. CAPOZZI (Università di Napoli "Parthenope"): *Risultati preliminari dell'analisi di una nuova serie di dati climatici nell'Italia meridionale (Osservatorio di Montevergine, AV)*

COMITATO ORDINATORE: L. BULLINI, S. CARRÀ, M.B. CITA SIRONI, C. DOGLIONI, G. FIOCCO, M. LIVERANI, D. MAGRI, G. OROMBELLI (Coordinatore), G. SEMINARA

*Il convegno è organizzato d'intesa con la SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA e con il contributo della  
COMPAGNIA DI SAN PAOLO*

## RELAZIONI

Bruno ZANETTIN (Università di Padova): *Ricordo di Ardito Desio*

Dato che in questa circostanza l'opera davvero straordinaria compiuta da Ardito Desio sia in campo scientifico che esplorativo ed organizzativo non potrà essere ricordata, il relatore si propone di tratteggiare la figura di Desio così come lui l'ha conosciuto e frequentato nel corso della Spedizione italiana al Karakorum-K2 del 1954.

Il ricordo inizia fornendo semplici, essenziali ragguagli sulla situazione geologica esistente nel grande bacino del Ghiacciaio Baltoro, ove sorge il K2, l'area ove si sono sviluppate le ricerche scientifiche condotte congiuntamente da Ardito Desio, il Capo Spedizione, e da Zanettin.

La parte fondamentale e più impegnativa del discorso è dedicata alla personalità di Desio, al suo modo di agire e di pensare; una ricostruzione fatta in base alle vicende susseguitesisi durante la lunga permanenza alle alte quote e, ancora più importante, sulla base delle lunghe conversazioni avute con lui.

Viene fatto cenno alle conseguenze che la sua personalità dominante ha innescato, o inasprito, in particolare agli ormai noti dissidi con alcuni scalatori; dissidi che non hanno impedito la conquista del K2. La nota cerca anche di risalire alle cause di fondo, essenzialmente culturali, di tale conflitto e avanza attenuanti ragionate alle pesanti accuse che gli sono state pubblicamente rivolte.

Il ricordo riguarda quindi solo un momento della vita di Ardito Desio, un momento limitato nel tempo, ma proprio quello in cui il suo nome è volato più alto nel mondo, quello in cui tutti gli italiani lo applaudirono quale leader della vittoriosa impresa.

La nota si conclude sottolineando come molti altri siano stati i meriti acquisiti nella sua lunga vita dall'uomo che ha preceduto allievi e collaboratori nell'appartenenza all'Accademia dei Lincei.

Piero LIONELLO (Università del Salento): *Il Clima attuale del Mediterraneo e le sue connessioni con il clima globale*

La regione Mediterranea presenta notevoli contrasti climatici. Accanto al clima propriamente definito Mediterraneo (caratterizzato da inverni miti ed estati secche e calde) sono presenti nelle aree che circondano il bacino climi aridi e semiaridi, continentali, marittimi e alpini. I fattori responsabili per tale varietà sono la collocazione della regione Mediterranea in una zona di transizione fra i climi subtropicali e delle medie latitudini e la sua complessa morfologia. La presenza di numerosi rilievi montuosi e penisole che determinano l'articolazione del mar Mediterraneo in sottobacini implicano la modulazione a scala sub regionale di regimi climatici che altrimenti risulterebbero spazialmente maggiormente omogenei. Questa complessità si riflette anche sull'influenza dei vari regimi di circolazione a larga scala (teleconnessioni). Benché la NAO (North Atlantic Oscillation) svolga un ruolo importante, altri regimi svolgono ruoli confrontabili su molte variabili climatiche e sono necessari per descrivere una frazione sostanziale della variabilità climatica. Le osservazioni evidenziano una marcata tendenza all'aumento delle temperature nella seconda metà del 20° secolo, che recenti studi hanno identificato come la manifestazione regionale del riscaldamento globale di natura antropogenica. La presenza di una marcata variabilità interannuale rende fino ad ora difficile individuare in modo analogo una generalizzata e coerente tendenza dei regimi di precipitazione a scala regionale, benché in prevalenza le osservazioni suggeriscano una loro progressiva diminuzione. La regione Mediterranea registra un singolare accordo, raramente presente in altre regioni del globo, fra le simulazioni del clima futuro, che suggeriscono in modo fra loro coerente un marcato aumento di temperatura e una diminuzione delle precipitazioni. L'effetto dei cambiamenti climatici sul livello del mare Mediterraneo è oggetto di notevole incertezza per via della difficoltà di simulare correttamente effetti sterici e il ruolo futuro degli scambi attraverso lo stretto di Gibilterra. E' verosimile attendersi che ecosistemi, attività economiche quali agricoltura e turismo, e fabbisogni energetici saranno condizionati dalla futura evoluzione del clima nell'area Mediterranea.

Cesare CORSELLI (Università di Milano-Bicocca): *Variabilità climatica nel record sedimentario del Mediterraneo orientale durante l'Olocene*

## PREMESSA

Il Mediterraneo orientale, caratterizzato dalle maggiori profondità misurabili nell'intera area mediterranea, è, per le sue peculiari caratteristiche geografiche, morfologiche e oceanografiche, un bacino semichiuso dal fragile equilibrio biologico e conosciuto a livello mondiale per la sua particolare attitudine a manifestare, ciclicamente, episodi di scarsa, se non nulla, ossigenazione al fondo. La ciclicità di questi episodi è stata da tempo correlata ai cambiamenti climatici che interessano l'intero sistema terrestre. La morfologia del fondo (un bacino marino profondo collegato al Mediterraneo occidentale attraverso il molto meno profondo Canale di Sicilia) e le differenti condizioni climatiche che caratterizzano le sue coste e il bacino stesso, producono un profondo mutamento nelle caratteristiche delle masse d'acqua. L'originaria corrente superficiale di origine atlantica, proveniente dal Canale di Sicilia, viene annualmente modificata dall'azione della forte evaporazione per dar luogo alla Corrente Intermedia Levantina, corrente che, con moto opposto, ritorna verso ovest, scorrendo a profondità intermedie e influenzando le masse d'acqua sub-superficiali del Mediterraneo occidentale prima e poi dell'intero Oceano Atlantico settentrionale. La conoscenza di questa circolazione di tipo antiestuarino, che interessa, nel suo complesso, i primi 700-800 metri dell'intera massa d'acqua del bacino, è ancora oggi oggetto di studio e, differentemente da quanto avviene in altre aree oceaniche, non vi è un monitoraggio accurato e continuo. Questa abbastanza complessa circolazione di masse d'acqua è ulteriormente complicata da un sistema di circolazione profonda che, oggi, consente l'ossigenazione delle parti più profonde del Mediterraneo orientale (Fig. 1).

Fino agli inizi degli anni 90' del secolo scorso questa circolazione profonda era attribuita al ruolo giocato dal Mare Adriatico, capace di produrre nel tempo una massa d'acqua, ben ossigenata, di densità superiore rispetto alle acque più superficiali e che fluisce, scorrendo sul fondo, verso le zone più profonde del bacino orientale. L'Acqua Adriatica Profonda ha mostrato una certa ciclicità nella sua formazione e, a cavallo del 1990, le osservazioni oceanografiche, hanno mostrato che può essere sostituita da una massa d'acqua di origine egea, meno fredda ma più salata. I forzanti di questa circolazione profonda e del circuito più superficiale sono strettamente collegati al clima (venti ed evaporazione) e risentono in modo significativo anche delle piccole oscillazioni che quest'ultimo può manifestare. Se nei periodi glaciali l'intero sistema sembra funzionare in modo adeguato, garantendo ossigeno alle profondità del bacino, nei periodi interglaciali, la documentazione proveniente dai sedimenti marini profondi del Mediterraneo orientale, mostra che le acque profonde erano caratterizzate da una forte scarsità di ossigeno e in molti casi dalla sua assenza. Un esempio di tali fenomeni è registrato anche nei sedimenti dell'Olocene, il cui studio si è andato intensificando nel corso del tempo, anche perché le piccole variazioni climatiche che hanno caratterizzato l'Olocene hanno influenzato non solo i suoi ecosistemi ma anche la civiltà umana, di cui il Mare Mediterraneo è uno dei principali centri evolutivi.

Nel seguito l'evoluzione delle caratteristiche delle masse d'acqua del bacino, durante l'Olocene, sono analizzate in 3 aree diverse: a) Mare Ionio e Mare di Levante, b) mari marginali (Mare Egeo), c) Canale di Sicilia, così come risulta dall'analisi del record sedimentario. La scelta di suddividere l'analisi in 3 distinte aree risiede nel fatto che i tassi di accumulo o velocità di sedimentazione nell'area mediterranea variano notevolmente fra le aree marginali (velocità relativamente alta) e le aree di mare aperto (velocità bassa). Questa differenza, unita all'attività di bioturbazione, fa sì che la risoluzione temporale delle analisi paleoclimatiche sia più elevata nelle aree marginali rispetto a

quelle distali. I dati comunque mostrano come l'evoluzione sia strettamente collegata alle condizioni e variazioni climatiche dell'area mediterranea durante il periodo di tempo considerato.

#### Mare Ionio e Mare di Levante.

La figura 2 (De Lange et al., 2008) mostra l'area con profondità maggiore di 2.000 dove, nell'intervallo di tempo, con età  $^{14}\text{C}$  non corretta, compreso fra 9.700 e 5710 anni dal presente, il record sedimentario è caratterizzato da un'elevata componente di materia organica (>2%) che dà al sedimento una colorazione bruno-nerastra. Un tale tipo di sedimento è chiamato sapropel e caratterizza ciclicamente la sedimentazione del Mediterraneo orientale. L'origine dei sapropel ha interessato la ricerca scientifica fin dal loro primo ritrovamento e tutti sono in genere concordi nel ritenere che la loro formazione e conservazione sia avvenuta in un ambiente chimico di tipo riducente con assenza di ossigeno. La formazione dei sapropel sembra essere governata da una periodicità di 21.000 anni, correlabile con i minimi nella precessione, coincidendo con i cambiamenti nella radiazione solare indotte dalle variazioni orbitali. Tuttavia la causa scatenante è ancora oggi sotto discussione: cambiamenti nel flusso di materia organica al fondo legati a un incremento nella produttività superficiale oppure diminuzione nell'apporto di ossigeno al fondo per "cattivo" funzionamento nella formazione dell'acqua profonda adriatica e/o egea. La mancanza di resti di organismi bentonici (foraminiferi in primis) all'interno dei sapropel, formati al di sotto dei 1800-2000 metri di profondità, supporta l'ipotesi di un ambiente privo di ossigeno. L'analisi del delta  $^{18}\text{O}$  nei gusci di specie di foraminiferi planctonici (*Globigerinoides ruber*), che popolavano, nel periodo considerato, le acque più superficiali del M.O., rivela come tali acque presentassero una salinità ridotta rispetto ai valori attuali e che questa ridotta salinità sia stata dovuta ad un maggior apporto fluviale (Nilo, fiumi del margine europeo e, forse, un sistema idrologico, oggi scomparso, sfociante nel Golfo della Sirte) legato ad un clima più umido, con un'età  $^{14}\text{C}$  compresa fra circa 10.500 e 5.000 anni dal presente.

La reale distribuzione areale e temporale del sapropel olocenico (definito per convenzione S1) è supportata dalla sua presenza in tutte le carote prelevate nell'area considerata come illustrato nella figura 3 dove sono plottati da un lato la profondità dell'acqua nella zona campionata e dall'altro l'età  $^{14}\text{C}$  della durata della deposizione del sapropel S1.

Come si può osservare nella figura 3 la presenza del sapropel è documentata anche a profondità inferiori a 1800-2000 metri, ritrovandosi anche in alcuni sedimenti prelevati a profondità prossime o inferiori a 500 metri. Se da un lato pare dimostrata l'anossia per le maggiori profondità del M.O. dall'altro è però pensabile che il passaggio dalle acque più superficiali, normalmente ossigenate, non avvenisse in modo repentino ma attraverso una serie di condizioni da aerobiche a disaerobiche. Quale fossero le condizioni di ossigenazione delle masse d'acqua comprese fra 400 e 1000 metri possono essere ipotizzate osservando le datazioni attribuite ai popolamenti fossili a coralli profondi nel M.O. (*Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa* e *Desmophyllun dianthus*) presenti, con una certa frequenza, lungo la parte superiore della scarpata continentale del Mare Mediterraneo, bacini orientali compresi.

McCulloch et al. (2010) hanno datato con molta accuratezza diverse aree mediterranee e attribuiscono ai madreporari in questione età calendario per lo più comprese fra 45.000 e 85 anni dal presente, con una frequenza maggiore per lo Younger Dryas (12,8-11,5 ka dal presente), caratterizzato da un raffreddamento nelle acque oceaniche più favorevole allo sviluppo di tali organismi. Analizzando nel dettaglio i dati risulta evidente che mentre nel Mediterraneo occidentale e nello Stretto di Sicilia sono presenti madreporari con età anche di 9.000 e 7.000 anni nel Mar Ionio, nel Mare Adriatico e nel bacino di Levante le datazioni mostrano uno hiatus per l'intervallo

compreso fra 10.705 e 4.405 anni dal presente. Unica eccezione riguarda il Mare Adriatico per il materiale dragato intorno a 346 metri di profondità, a cui viene attribuita una età di circa 8.280 anni dal presente.

L'ipotesi, ovviamente da verificare, possibile è che durante la deposizione del sapropel S1, l'anossia delle acque profonde del bacino orientale abbia condizionato anche le acque soprastanti fino a rendere disaerobica anche parte della scarpata continentale, impedendo l'insediamento dei coralli profondi.

Questa ipotesi è in parte suffragata dalle evidenze sedimentarie relative ai mari marginali per lo stesso periodo di tempo.

In definitiva nell'intervallo indicato come Optimum Climaticum le cambiate condizioni climatiche sull'area mediterranea, legate ai forzanti astronomici, ne condizionano in modo pesante l'oceanografia e, conseguentemente, la vita biologica nelle profondità marine.

Relativamente agli ultimi 5.000 anni, con condizioni di ossigenazione al fondo ritornate normali, i sedimenti profondi mostrano come anche questo intervallo temporale sia condizionato da una certa variabilità climatica. Ne sono un esempio le variazioni nell'abbondanza di taluni organismi planctonici (foraminiferi e coccolitoforidi) presenti nei campioni prelevati nel Mar Ionio (fig. 4).

In ambienti particolari, presenti con una certa frequenza lungo la Dorsale Mediterranea, e caratterizzati dalla fuoriuscita di fluidi ad alta concentrazione salina, capaci di creare delle vere e proprie salamoie nelle aree depresse del fondo, si ritrovano condizioni chimiche nelle masse d'acqua che li rendono isolati rispetto alla massa d'acqua sovrastanti. Qui, in assenza di ossigeno, si ripresentano condizioni simili a quelle che hanno causato la formazione dei sapropel. I sedimenti risultanti, non disturbati dalla bioturbazione, mostrano un'apparente maggiore velocità di sedimentazione, legata alla densità delle salamoie. Malgrado la presenza di un pH relativamente basso che provoca una cattiva conservazione dei gusci carbonatici, è possibile osservare come resti dei popolamenti a fitoplancton calcareo mostrino nel corso degli ultimi 5.000 anni fluttuazioni nelle loro componenti. Tali fluttuazioni riflettono, ovviamente, una diversa composizione delle comunità planctoniche che nei diversi periodi temporali popolavano le acque più superficiali. Un esempio della potenzialità offerta da questi sedimenti laminati è illustrata nella figura 5, relativa ai risultati ottenuti dallo studio di un box-core prelevato a breve distanza da quello illustrato nella figura 4.

Una corretta interpretazione paleoclimatica di questi dati necessita da un lato di una stretta correlazione con dati forniti da altri proxy provenienti dalle terre emerse circostanti il bacino, dall'altro, nel caso dei sedimenti provenienti dalle salamoie, da una valutazione attenta dell'influenza del pH (dissoluzione) sulla composizione finale delle componenti carbonatiche dei popolamenti rinvenuti.

#### Mari marginali: Mare Egeo

La collocazione geografica di questo mare, unita ad un maggior apporto sedimentario, risente maggiormente della variabilità climatica che caratterizza l'Olocene.

Fhlaithearta et al. (2010) analizzando i sedimenti provenienti da una carota, prelevata a 260 metri di profondità sul Plateau delle Cicladi, nella parte sud-occidentale del Mare Egeo, identificano livelli correlabili con il sapropel S1 (fig. 6).

Tali sedimenti, pur mostrando un ambiente deposizionale differente, contengono, per il periodo considerato, livelli di colore grigio-oliva, testimoni di una certa carenza di ossigeno nelle acque sovrastanti. Il dato però significativo risiede nel fatto che l'intervallo compreso fra 9000 e 6100 anni dal presente sia caratterizzato da almeno 3 momenti legati ad un raffreddamento improvviso nelle temperature delle acque superficiali. Tali episodi sono documentati da diversi proxy che hanno un



picco massimo intorno a 7700 anni con un significativo aumento nell'ossigenazione al fondo. Le conclusioni degli autori sono particolarmente interessanti. Da un lato tendono a portare il limite tra ambienti ossigenati e ambienti anossici a livelli più superficiali, tra 700 e 500 metri di profondità, dall'altro ritengono che, nel periodo temporale considerato, i bruschi raffreddamenti siano collegabili a una maggiore influenza e cadenza temporale di raffreddamenti climatici durante l'inverno, legati a cambiamenti nell'intensità dell'influenza delle masse d'aria delle alte latitudini che sembrano scendere a sud con maggiore frequenza.

Geraga et al. (2010), analizzando una carota proveniente dal Mare Egeo centrale e ubicata a 800 metri di profondità, attraverso l'utilizzo di dati micropaleontologici (foraminiferi planctonici, dinoflagellati e pollini) correlati alle variazioni del  $^{18}\text{O}$ , relativi agli ultimi 24.000 anni, riscontrano nell'Olocene brevi fasi fredde e/o aride (10.5, 8.2, 7.0, 6.0, 5.0, 3.0 ka). L'evento più caldo e umido, secondo gli autori, corrisponde alla deposizione di due livelli a sapropel (S1a e S1b) separati da un breve intervallo caratterizzato da una maggiore ossigenazione al fondo del bacino. I brevi cambiamenti climatici sarebbero coevi con cambiamenti simili delle alte latitudini settentrionali e con variazioni nell'area ad alta pressione stazionante sulla Siberia.

Nel Mare Egeo sud-orientale, l'Olocene si presenta molto articolato, come evidenziato da Triantaphyllou et al. (2009) nell'analisi di una carota prelevata a 505 metri di profondità. L'analisi, supportata dallo studio di numerosi proxy micropaleontologici e geochimici fornisce per l'Olocene egeo (fig. 7) un'interessante sequenza di eventi:

- la deposizione di sedimenti indicatori di condizioni disaerobiche al fondo (correlabili con il sapropel S1) interessa l'intervallo temporale compreso tra 10.0 e 6.4 ka dal presente, con una interruzione tra 7.9 e 7.3 ka;

- la riduzione della salinità nelle acque superficiali dovuta ad un maggior input di acque dolci, comincia subito prima della deposizione dei sedimenti disaerobici con ulteriori decrementi tra 10.0 e 8.5 ka;

- durante la deposizione del livello S1a le acque superficiali risultavano essere più calde e più produttive, successivamente seguono una serie di raffreddamenti legati, probabilmente, a impulsi di masse d'aria settentrionali, che provocano una maggiore ventilazione nelle acque profonde con l'interruzione del livello S1a;

- il fondo comunque non va mai incontro ad anossia completa per la prevalenza di una circolazione di tipo anti-estuarino e, in parte, per l'instabilità climatica.

- nel record sedimentario è presente un distinto episodio caldo e umido di età medio-olocenica (5.4-4.3 ka dal presente) associato alla deposizione di un livello simile ad un sapropel che gli autori chiamano SMH (Sapropel Mid Holocene). Questo episodio è correlabile con le condizioni climatiche più umide di tutta la regione dell'area mediterranea sud-orientale (picco di precipitazioni nello speleotema della Soreq Cave, Mar Morto, Mare arabo). Al termine del periodo prevalgono condizioni di forte aridità che gli autori collegano alla caduta, in Medio Oriente, dell'Impero Accadico.

L'altro bacino collegato al Mediterraneo Orientale (Mare Adriatico) mostra nel complesso una serie di forti correlazioni con le vicende deposizionali egee (Trincardi, questo convegno).

## Canale di Sicilia.

Negli ultimi 10 anni si sono intensificati, grazie anche alle nuove tecniche di analisi, gli studi sui sedimenti presenti nel Canale di Sicilia, la via di comunicazione più importante per il Mediterraneo orientale. La figura 8 mostra gli aspetti della circolazione a mesoscala nell'area considerata.

Recentemente Incarbona et al. (2008), attraverso un'analisi dettagliata dei sedimenti del pozzo ODP 963D, perforato a 469 metri di profondità al largo delle coste meridionali della Sicilia, fra il Banco Avventura e il Bacino di Gela, hanno messo in evidenza che il record sedimentario testimonia una variabilità a scala millenaria nella produttività primaria durante l'Olocene. Gli autori studiano le fluttuazioni di *Florisphaera profunda*, un coccolitoforide che vive generalmente nella parte più profonda della zona fotica, che mostrano di seguire la circolazione a mesoscala, caratterizzando una serie di incrementi nella produttività primaria dell'area del Canale di Sicilia. Tali incrementi caratterizzano 4 intervalli temporali: 8.7-8.2, 6.2-5.3, 3.2-2.3 e 1.8-1 ka dal presente (fig. 9)..

L'incremento datato fra 8.7 e 8.2 ka corrisponde ad un raffreddamento definito come "8.2 event" e ben conosciuto in tutto l'Emisfero Boreale e registrato nell'area del Mediterraneo orientale.

L'intervallo fra 6.2 e 5.3 ka coincide con un'aumentata circolazione atmosferica, che porta ad una diminuzione nelle temperature delle acque superficiali del mediterraneo centro-occidentale e segna il termine del Periodo Umido Africano legato ad una variazione nel regime monsonico.

Un anomalo e importante cambiamento nelle precipitazioni, registrato anche nelle carote di ghiaccio del Kilimangiaro, sarebbe la causa dell'evento posizionato fra 6.5 e 5.1 ka, mentre l'intervallo fra 3.2 e 2.3 ka coincide con un rapido cambiamento climatico dovuto a una forte variazione nella circolazione atmosferica nell'Emisfero Boreale, con intensificazione dei venti nord-occidentali e riduzione nella formazione dell'Acqua Profonda Atlantica. Infine la maggiore produttività nell'intervallo compreso fra 1.8 e 1.0 ka, coincide con un incremento nel IRD (Ice Rafted Detritus) in Nord Atlantico e un decremento nell'attività solare.

Nell'ultima parte dell'Olocene, non presente nella carota 963D, i dati provenienti da una serie di box-corer e di carote, prelevate nel Canale di Sicilia, mostrano in corrispondenza della piccola Età Glaciale un incremento della produttività primaria nell'area collegata ad una cambiata idrologia lungo le coste meridionali della Sicilia e ad un maggiore mescolamento nella colonna d'acqua (Incarbona et al., 2010).

## Conclusioni

L'Olocene nel Mediterraneo orientale, contrariamente ad essere ritenuto un periodo di stabilità climatica, caratterizzato da un clima temperato caldo, alla luce delle nuove osservazioni, si presenta come un intervallo temporale caratterizzato da decisi cambiamenti climatici che hanno impattato non solo sull'ambiente e sull'ecosistema marino ma anche sull'evoluzione culturale della civiltà umana.

La figura 10 mostra l'avvicinarsi delle diverse culture umane nell'area mediterranea nel corso di tale periodo temporale e contribuendo a mettere in evidenza come nel corso del tempo i forzanti naturali abbiano condizionato l'evoluzione culturale. Negli ultimi millenni poi, si è venuto aggiungere il forzante antropico, la cui influenza, in forte crescita, potrebbe modificare profondamente il già difficile equilibrio del sistema marino del Mediterraneo orientale.

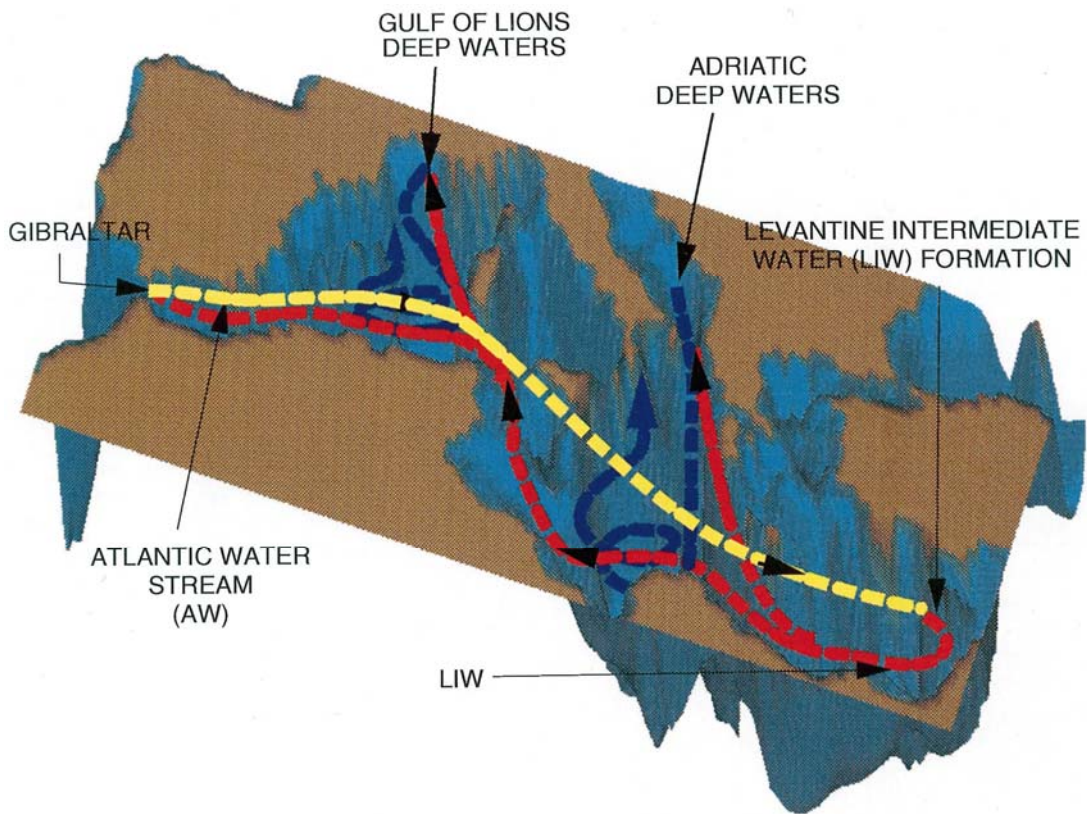


Fig. 1 –Circolazione delle masse d’acqua nel Mare Mediterraneo (da Pinardi & Masetti, 2000)

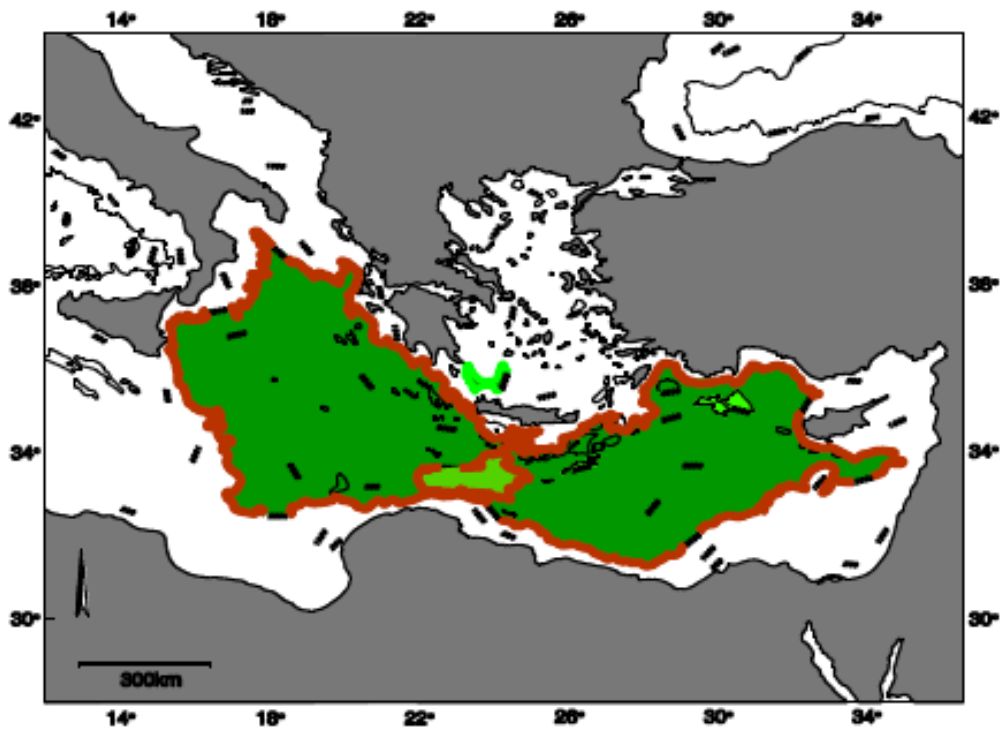


Fig.2 – Aree con profondità maggiore di 2000 metri nel Mediterraneo orientale. (da De Lange et al., 2008)

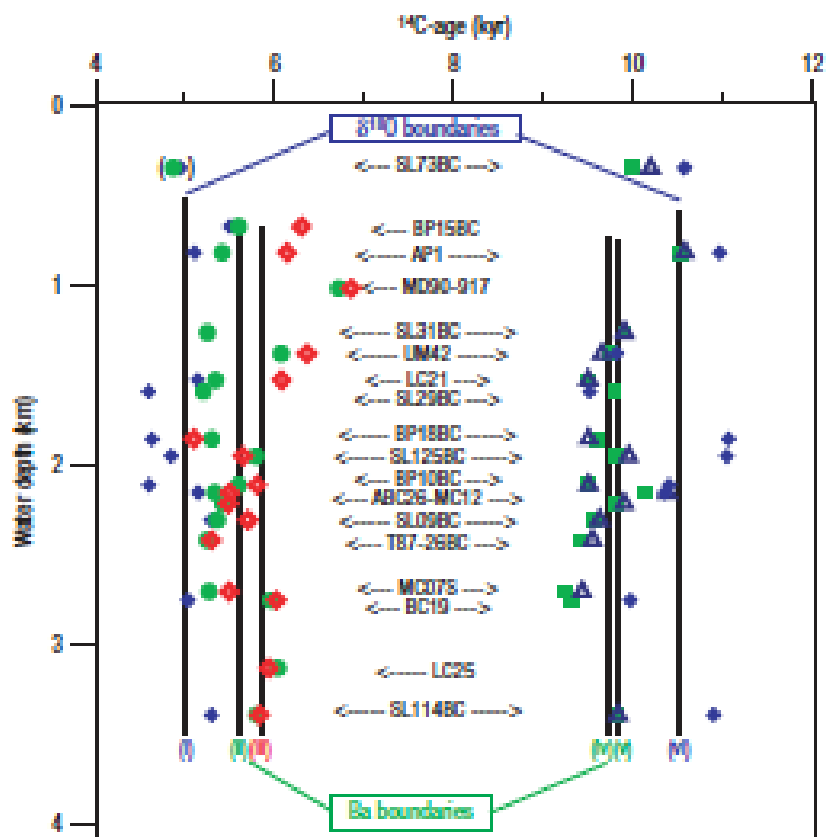


Fig.3 -Distribuzione in funzione del tempo e della profondità del sapropel S1 in carote provenienti dal Mediterraneo orientale. (da De Lange et al., 2008)

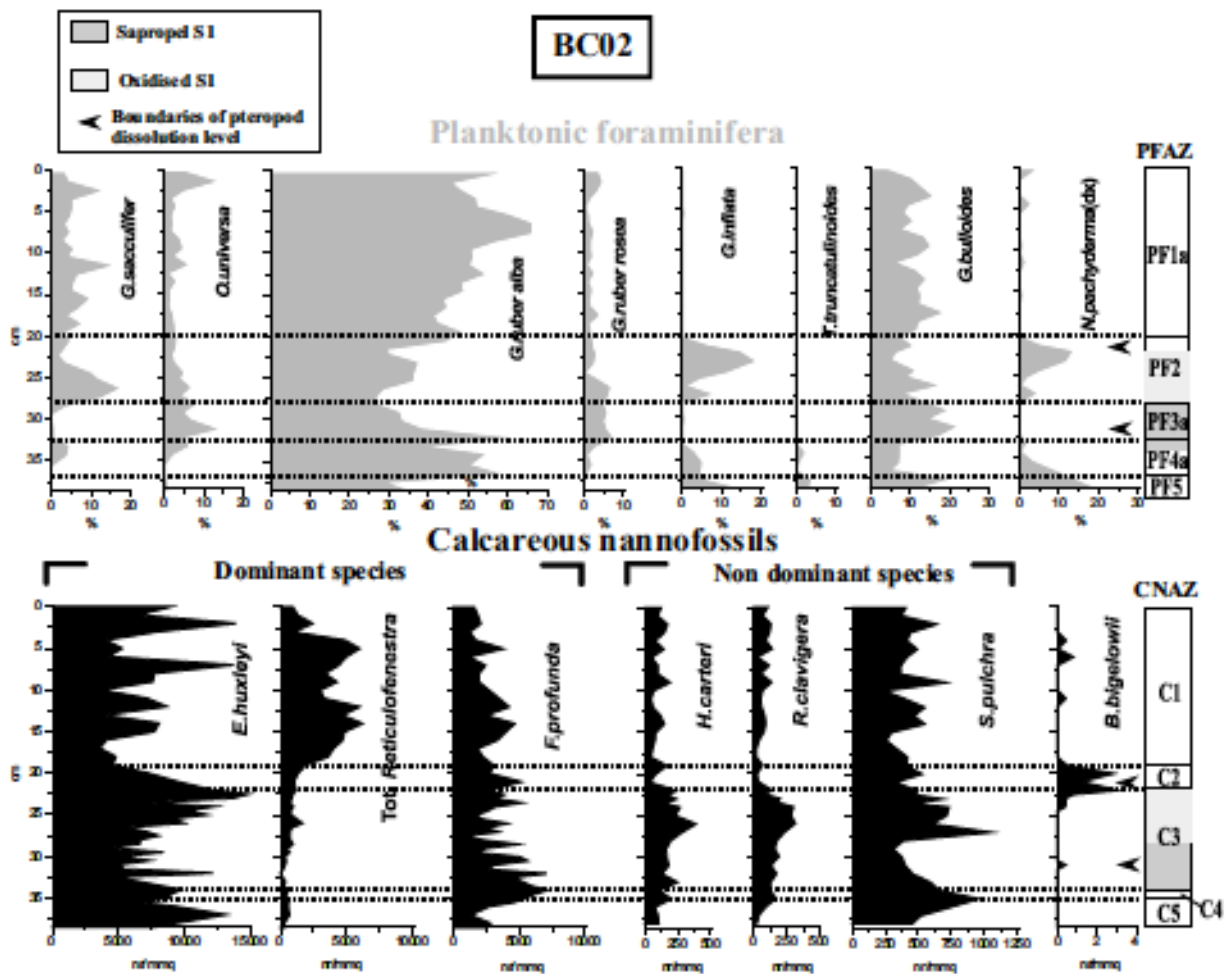


Fig. 4 Distribuzione di foraminiferi planctonici e coccolitoforidi nella box-core BC02 prelevato nel Mar Ionio. Gli intervalli indicati rispettivamente con le sigle PF1a e C1 sono relativi a sedimenti depositati dopo il sapropel S1. (da Principato et al., 2003)

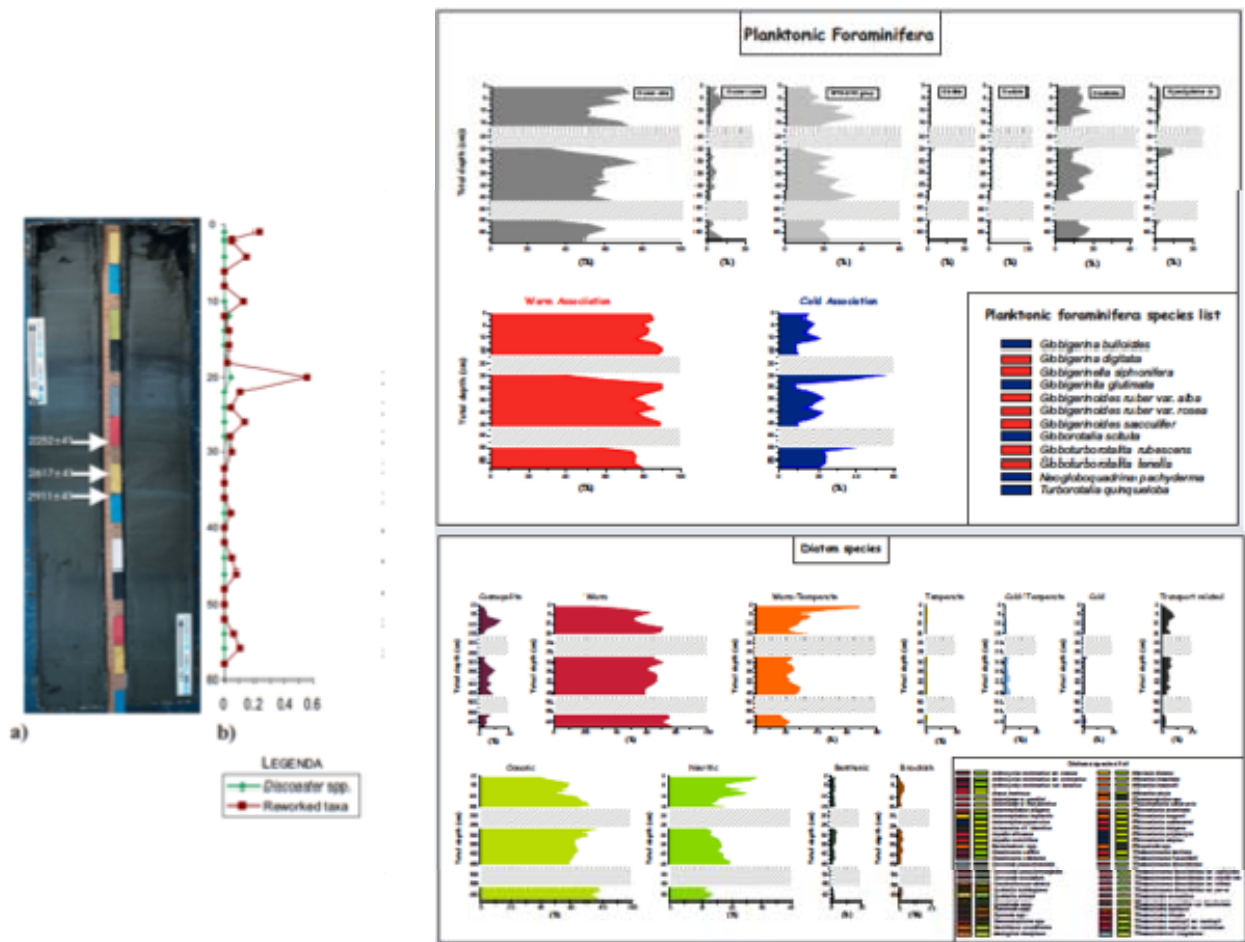


Fig. 5 -Dati del box-core BC02.2: a) foto e datazioni C14, b) relativa abbondanza delle specie di coccoliti rimaneggiate, c) abbondanza relative delle specie più rappresentante, d) distribuzione percentuale nel tempo delle specie calde e di quelle fredde. (da Maffioli et al., 2003; Malinverno, 2003)

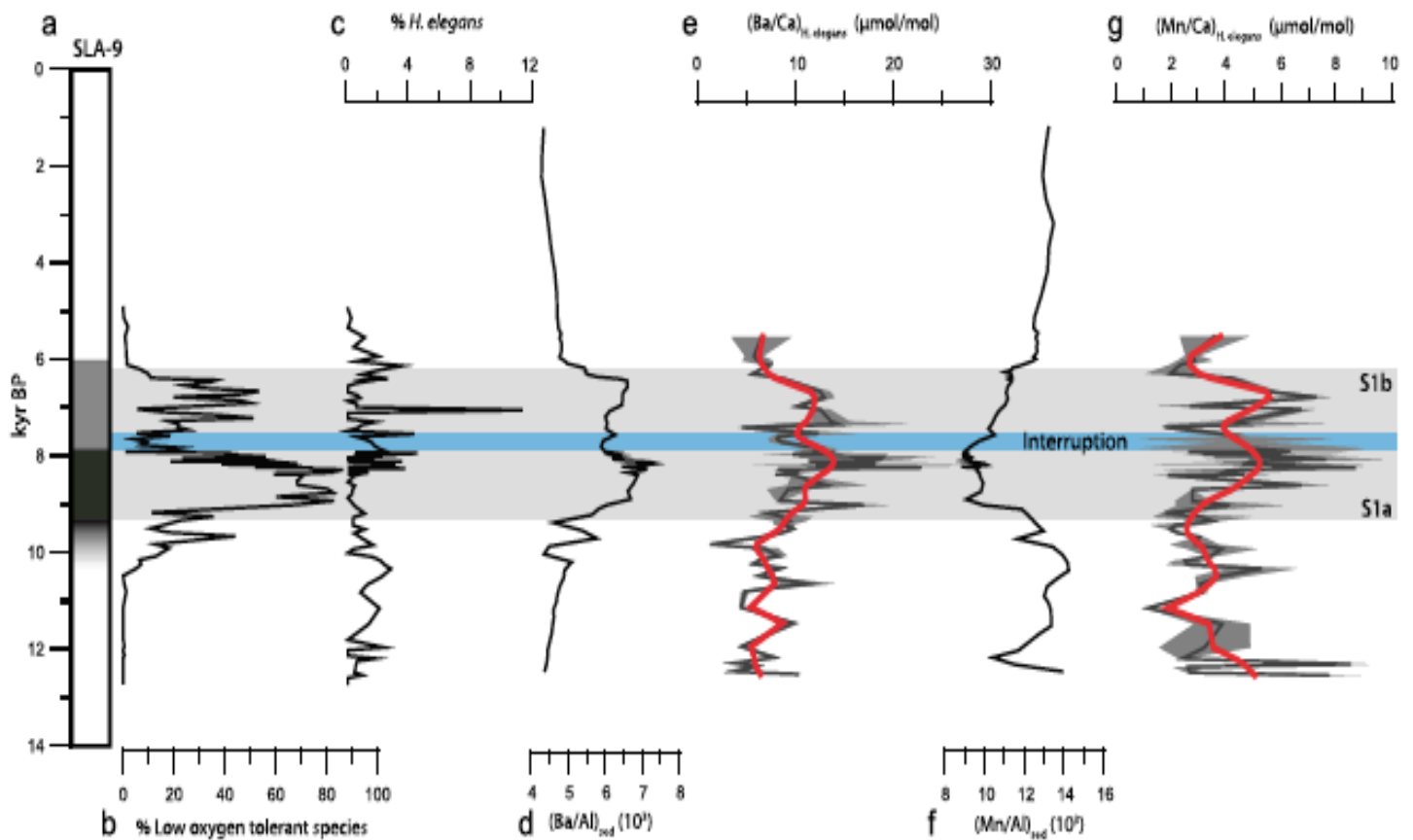


Fig. 6 – Analisi e risultati della carota SLA-9: a) intervalli sedimentari scuri o grigio scuro nel colore, b) percentuale delle specie di foraminiferi bentonici che tollerano un basso contenuto di ossigeno nelle acque dove vivono, c) abbondanza percentuale del foraminifero bentonico *H. elegans*, d) rapporto bario/alluminio nel sedimento, e) rapporto bario/calcio nei gusci di *H. elegans*, f) rapporto fra manganese e alluminio nel sedimento, g) rapporto fra manganese e calcio nei gusci di *H. elegans*. L'area grigia rappresenta l'estensione del sapropel S1, la linea azzurra il periodo temporale di interruzione nelle condizioni disossiche al fondo. (da Fhaithearta et al., 2010)



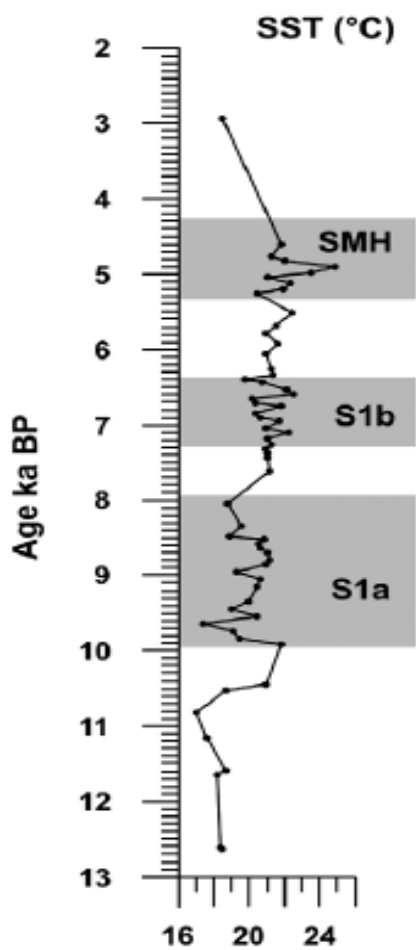


Fig. 7 –variazioni nella temperatura delle acque superficiali desunta dalle analisi sugli alchenoni nella carota NS-14, nel Mare Egeo. Le aree grigie corrispondono ai livelli di scarsa ossigenazione al fondo. (da Triantaphyllou et al., 2009)

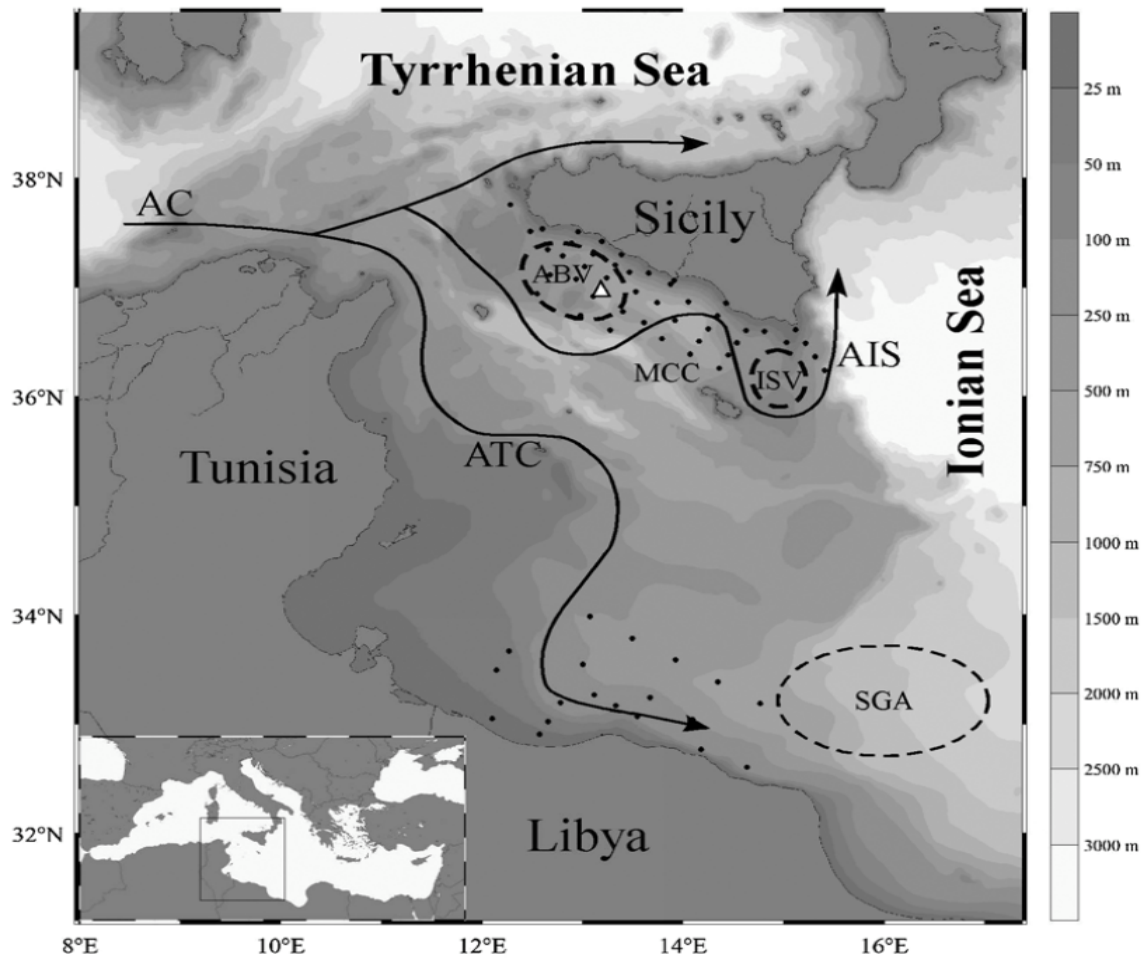


Fig. 8 – Mappa batimetrica del canale di Sicilia con indicata la circolazione superficiale, stagionale. Il triangolo bianco rappresenta l'ubicazione del sito ODP 963, i puntini neri i campioni di sedimento superficiale. AC, Corrente algerina; ATC, Corrente Atlantica tunisina; AIS, Corrente Atlantica Ionica; ABV, Vortice del Banco Avventura; MCC, Dorsale del Canale di Malta; ISV, Vortice della scarpata ionica; SGA, Anticiclone del Golfo della Sirte. (da Incarbona et al., 2008).

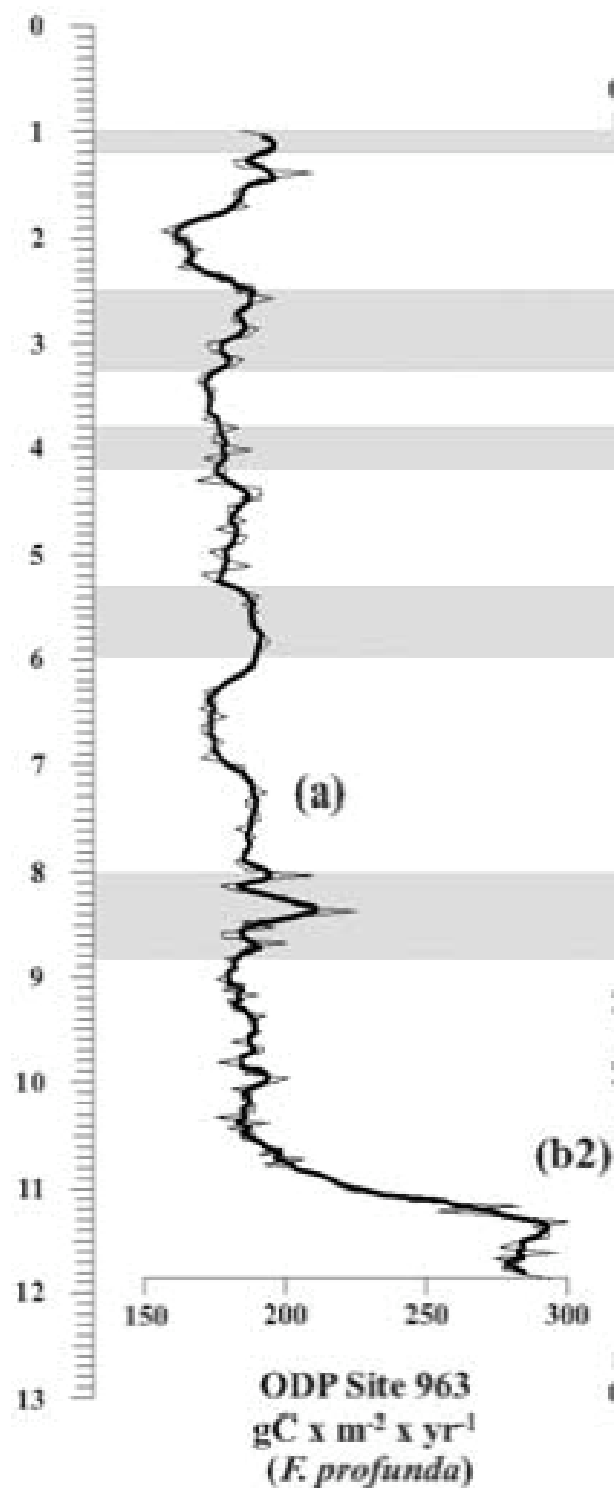


Fig. 9 -variazioni nella produttività basate sui conteggi di esemplari di *Florisphaera profunda* nella carota 963D. (da Incarbona et al., 2008)

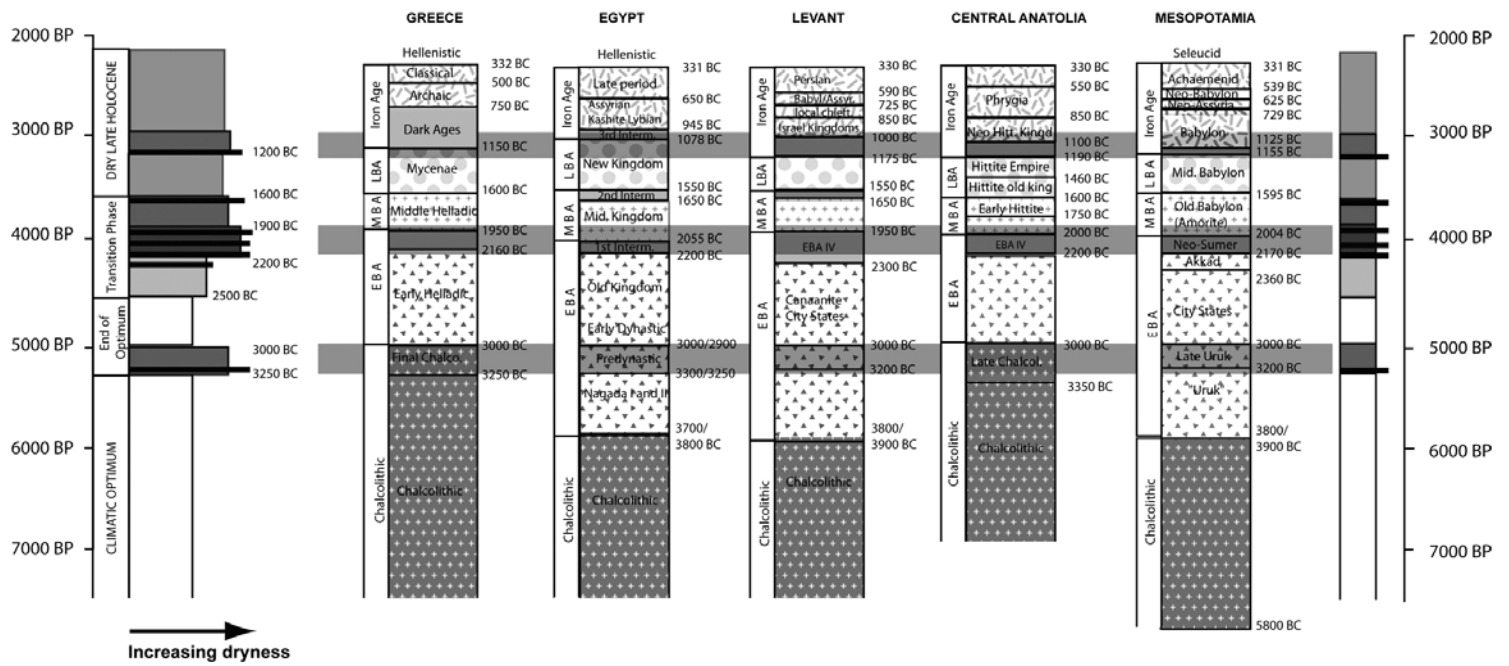


Fig. 10 –Carta cronologica dei diversi periodi archeologici nelle differenti regioni del Mediterraneo orientale fra 9.0 e 2.0 ka dal presente correlati con i trend climatici del periodo. (da Roberts et al., 2011)

## BIBLIOGRAFIA

- DE LANGE G.J., THOMSON J., REITZ A., SLOMP C.P., PRINCIPATO M.S., ERBA E. AND CORSELLI C. (2008) - Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature Geoscience*, **1**, 606-610.
- GERAGA M., MYLONA G., TSAILA-MONOPOLI ST., PAPTAEODOROU G., FERENTINOS G. (2008) - *Northeastern Ionian Sea: Palaeoceanographic variability over the last 22 ka*. *Journal of Marine Systems*, **74**, 623–638.
- GERAGA M., IOAKIM CHR., LYKOUSIS V., TSAILA-MONOPOLIS ST., MYLONA G. (2010) - *The high-resolution palaeoclimatic and palaeoceanographic history of the last 24,000 years in the central Aegean Sea, Greece*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **287**, 101–115.
- INCARBONA A., DI STEFANO E., PATTI B., PELOSI N., BONOMO S., MAZZOLA S., SPROVIERI R., TRANCHIDA G., ZGOZI S. AND BONANNO A. (2008) - *Holocene millennial-scale productivity variations in the Sicily Channel (Mediterranean Sea)*. *PALAEOCEANOGRAPHY*, **23**, PA3204.
- INCARBONA A., ZIVERI P., DI STEFANO E., LIRER F., MORTYN G., PATTI B., PELOSI N., SPROVIERI M., TRANCHIDA G., VALLEFUOCO M., ALBERTAZZI S., BELLUCCI L.G., BONANNO A., BONOMO S., CENSI P., FERRARO L., GIULIANI S., MAZZOLA S. and SPROVIERI R. (2010) – *The Impact of the Little Ice Age on Coccolithophores in the Central Mediterranean Sea*. *Climate of the Past*, **6**, 795-805.
- MCCULLOCH M., TAVIANI M., MONTAGNA P., LÓPEZ CORREA M., REMIA A., MORTIMER G. (2010) - *Proliferation and demise of deep-sea corals in the Mediterranean during the Younger Dryas*. *Earth and Planetary Science Letters* 298 (2010) 143–152
- MAFFIOLI P., PRINCIPATO M.S. and CORSELLI C. (2003) – *Are anoxic basins of the eastern Mediterranean important recorders of paleoclimatic reconstructions*. (poster) EGU 2003 Nizza.
- PINARDI N., MASETTI E. (2000) - *Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review*. *PALAEOGEOGRAPHY PALAEOCLIMATOLOGY PALAEOECOLOGY*, 158 Issue: (3-4 ), 153-174.
- PRINCIPATO M.S., SIMONA GIUNTA S., CORSELLI C., NEGRI A. (2003) - *Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete): palaeoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **190**, 61-77.
- ROBERTS N., WARREN I., EASTWOOD J., KUZUCUOG C., FIORENTINO G. AND CARACUTA V. 2011 - *Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition*. *The Holocene*, **21**(1), 147–162.
- TRIANANTAPHYLLOU M.V., ZIVERI P., GOGOU A., MARINO G., LYKOUSIS V., BOULOUBASSI I., EMEIS K.-C., KOULI K., DIMIZA M., ROSELL-MELÉ A., PAPANIKOLAOU M., KATSOURAS G., NUNEZ N. (2009) - *Late Glacial–Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea*. *Marine Geology*, **266**, 182-197.

Donatella MAGRI (Sapienza Università di Roma): *Vegetazione e clima nel Bacino Mediterraneo durante l'Olocene*

La vegetazione olocenica delle regioni mediterranee è il prodotto di alterne vicende climatiche che si sono susseguite durante il Quaternario, di eterogenee situazioni geologiche e geomorfologiche del territorio e di una lunga storia di frequentazioni umane. Le molteplici interazioni tra questi fattori rendono spesso complicato individuare i cambiamenti climatici olocenici a partire dalle variazioni vegetazionali ricostruite dalle analisi paleobotaniche, e in particolare dallo studio del polline fossile. Per esempio, la distribuzione attuale della vegetazione non è legata solo a fattori climatici, per i quali la vegetazione tende a disporsi secondo fasce altitudinali e latitudinali in relazione a gradienti di temperatura e di precipitazione, ma dipende anche dalla localizzazione delle cosiddette aree di rifugio glaciali, cioè di quelle zone nelle quali la vegetazione forestale ha potuto persistere durante le fasi più aride dell'ultimo glaciale e dalle quali si è irradiata nel postglaciale. Allo stesso modo, particolari situazioni orografiche possono costituire ambienti molto favorevoli per alcune specie vegetali, tanto da tamponare le loro risposte agli stress climatici, e quindi obliterare il segnale climatico nell'osservazione dei dati fossili. Anche la presenza di popolazioni umane nelle regioni mediterranee fin dal paleolitico ha determinato cospicui cambiamenti nel paesaggio vegetale, attraverso deforestazioni, coltivazioni, pastorizia e incendi, che contribuiscono a complicare la distribuzione delle specie e la loro risposta a fattori naturali.

L'interpretazione dei dati paleovegetazionali in termini climatici richiede quindi nelle regioni mediterranee un particolare impegno e soprattutto una visione attenta ai processi temporali e spaziali che si sono verificati nel corso di migliaia di anni a scala regionale e subcontinentale. Le dinamiche oloceniche della vegetazione forestale decidua, legate a un clima temperato-submediterraneo, sono state sostanzialmente diverse da quelle della vegetazione sempreverde mediterranea, per lo più legata a regimi climatici con importanti stress idrici estivi.

Le ricostruzioni paleobotaniche mettono in luce forti differenze regionali nella distribuzione della vegetazione e significative differenze temporali nelle fasi di reforestazione e deforestazione che si sono verificate nelle varie regioni bioclimatiche mediterranee. Per esempio, la vegetazione forestale ha risposto alle variazioni climatiche del tardoglaciale e dell'inizio dell'Olocene (tra 15000 e 9000 anni dal presente, età calibrate) in maniera geograficamente molto diversificata. In alcune aree appenniniche lo sviluppo di ricche foreste miste in sostituzione delle estese steppe e praterie dell'ultimo glaciale si è verificato già intorno a 13700 anni fa (Huntley et al., 1999; Magri, 1999),

mentre in regioni più meridionali della Sicilia (Sadori and Narcisi, 2001) del Marocco (Rhoujjati et al., 2010) e del Libano (Hajar et al., 2010) la reforestazione è successiva a 11000 anni fa, e determinata soprattutto dall'espansione di popolazioni di querce, sia caducifoglie che sempreverdi. Quindi l'inizio dell'Olocene, fissato a 11700 anni dal presente, non coincide necessariamente nelle regioni mediterranee a un cambiamento di vegetazione in senso forestale. Questo cambiamento può essere stato precedente o successivo all'inizio dell'Olocene, e in alcune regioni molto aride, per esempio nella Spagna meridionale, non si è mai del tutto realizzato, poiché il paesaggio vegetale è rimasto sostanzialmente aperto (Pantaleón-Cano et al., 2003).

La distribuzione territoriale delle risorse idriche nelle diverse regioni mediterranee determina una grande variabilità di composizione e densità della vegetazione forestale olocenica e soprattutto delle risposte della vegetazione ai cambiamenti climatici. In alcune regioni nelle quali la disponibilità d'acqua è stata sempre abbondante non si sono verificati notevoli cambiamenti vegetazionali se non in tempi protostorici e storici, presumibilmente in relazione all'attività antropica (p.es., Drescher-Schneider et al., 2007). Al contrario, in aree in cui le condizioni climatiche sono state limitanti per le piante forestali si registrano sostanziali cambiamenti di composizione e di struttura della vegetazione olocenica (Carrión et al., 2007). In generale le regioni caratterizzate da una vegetazione che vive in condizione di criticità sono quelle più sensibili ai cambiamenti climatici e quindi anche quelle più utili ai fini delle ricostruzioni climatiche dell'Olocene. Un bell'esempio di vulnerabilità della vegetazione mediterranea a eventi di aridificazione del clima è la temporanea riduzione di elementi forestali sempreverdi che si è registrata intorno a 4000 anni fa in vari diagrammi pollinici del mediterraneo centrale a sud di 43°N di latitudine, nei quali è evidente la progressione temporale e geografica di una fase di deforestazione, forse in relazione ad un concomitante avanzamento di una cella di alta pressione nordafricana (Di Rita e Magri, 2009). Questo evento, riconosciuto in varie regioni del vicino Oriente, non è tuttavia registrato dai diagrammi pollinici dell'Italia settentrionale e della Grecia, che evidentemente sono stati sotto l'influenza di diversi assetti della circolazione ciclonica e anticiclonica.

Nonostante la grande variabilità regionale delle risposte vegetazionali alle variazioni climatiche, è possibile anche riconoscere alcuni andamenti che coinvolgono gran parte del bacino mediterraneo, seppure con intensità e tempi di risposta della vegetazione diversi da una regione all'altra. In particolare, nel corso dell'Olocene si riconosce una generale trasformazione della vegetazione forestale da prevalentemente caducifolia a sempreverde, accompagnata da una diffusa tendenza alla deforestazione, soprattutto nelle ultime migliaia di anni. Il dibattito tra i paleobotanici

mediterranei sul significato di queste transizioni è stato molto acceso e ha visto due fronti contrapposti: da un lato l'aumento di vegetazione sclerofilla è stato considerato l'effetto di un'intensa e prolungata attività dell'uomo nel territorio, soprattutto il risultato di reiterate pratiche di incendio (Pons e Quézel, 1998), dall'altro lato si è fatta strada la prospettiva di crescenti condizioni di aridità e di una progressiva mediterraneizzazione del clima (Jalut et al., 2000). Questa seconda interpretazione è confortata da *proxy* climatici indipendenti da quelli paleovegetazionali (p.es. livelli dei laghi: Roberts et al., 2008), che riconoscono nel bacino mediterraneo una prima parte dell'Olocene caratterizzata da condizioni di generale umidità del clima e una seconda parte tendenzialmente arida. I tempi e le modalità di questa transizione sono tuttavia ancora largamente da definire. L'area studiata con maggiore dettaglio è la fascia che comprende il settore orientale della penisola iberica e la Francia meridionale, dove si osserva una decisa progressione geografica: nella Spagna sud-orientale (36°-39° lat. N) la vegetazione mediterranea è già dominante prima di 11000 anni fa, mentre lo diventa intorno a 7600 anni fa alla latitudine di 39°40'N, intorno a 5700 anni fa a 41°N e intorno a 2900 anni fa tra 42° e 44°N (Jalut et al., 2000). Nelle penisole italiana e balcanica, dove i gradienti climatici sono meno regolari, non si riconosce un'analogha progressione, anche se un deciso aumento di elementi sempreverdi è registrato in numerose sequenze polliniche durante le ultime migliaia di anni (cf. Jahns, 1993; Di Rita e Magri, 2009).

Un'attenzione particolare merita la complessa relazione tra vegetazione, clima e azione antropica sul paesaggio vegetale che fin dai tempi preistorici ha caratterizzato il bacino mediterraneo. Infatti, se da un lato restano pochi dubbi sul fatto che – soprattutto in tempi storici – l'uomo abbia contribuito in modo massiccio alla deforestazione del territorio, dall'altro lato è anche possibile che le condizioni climatiche e la distribuzione stessa della vegetazione possano avere influenzato le scelte delle società umane. Per esempio, mentre in molti casi è evidente la concomitanza di inizio dell'agricoltura, documentata anche da dati archeologici, e di deforestazione, non è sempre indiscutibile quale sia stata la causa e quale l'effetto in questi processi. Infatti, se da un lato l'uomo può avere tagliato o incendiato ampie estensioni boschive per impiantare aree agricole, dall'altro lato è molto probabile che l'uomo abbia utilizzato di preferenza territori che per loro natura già erano caratterizzati da una copertura vegetale non eccessivamente densa, la cui deforestazione potesse quindi essere agevole (Magri, 1995). Un caso evidente di queste interazioni tra clima, uomo e vegetazione è il Tavoliere di Puglia, una delle aree più aride della nostra penisola, dove non si registrano condizioni pienamente forestali nemmeno nell'Olocene medio e dove i dati



archeobotanici segnalano estese coltivazioni di cereali fin dal Neolitico iniziale (Di Rita et al., 2011).

In tempi storici la relazione tra attività umana e cambiamenti vegetazionali sembra più diretta. La diffusione delle pratiche agricole e pastorali, insieme con l'incremento demografico documentato da numerosissime fonti storiche, lasciano poco dubbio che l'uomo abbia determinato notevoli cambiamenti di paesaggio, tanto che molto raramente i dati paleobotanici degli ultimi 2000 anni vengono interpretati in senso climatico. Ciò nonostante, non si può escludere che alcune fluttuazioni vegetazionali osservate in diagrammi pollinici recenti non siano da ascrivere a fattori naturali, soprattutto quando sono contrari alla logica di un intervento umano. Per esempio, in varie regioni mediterranee tra 3500 e 2500 anni fa l'ulivo mostra una significativa espansione (Jahns, 1993; Sadori e Narcisi, 2001; Di Rita e Magri, 2009), mentre all'epoca dell'occupazione romana coincide con una modesta presenza di ulivo, nonostante la coltivazione e il commercio da parte dei Romani siano documentate da numerose fonti storiche. Questo paradosso suggerisce che tra 2500 e 1500 anni fa le condizioni climatiche non siano state particolarmente favorevoli per la diffusione dell'ulivo, almeno nel Mediterraneo centrale, diversamente dall'età del Bronzo medio, nella quale anche una rudimentale pratica agricola poteva produrre abbondanti raccolti, incrementati da condizioni climatiche favorevoli (Di Rita e Magri, 2009).

Questi esempi indicano che tempi, modalità, dinamiche e cause dei cambiamenti vegetazionali olocenici nelle regioni mediterranee costituiscono un campo di ricerca ancora in pieno sviluppo, che offre ricche prospettive di interpretazioni multidisciplinari di fenomeni complessi. Il riconoscimento delle relazioni tra clima e vegetazione nelle ultime migliaia di anni può inoltre avere un'importante ricaduta sociale, sia per il contributo che esso può dare allo studio dei cambiamenti climatici in atto, sia in vista di adeguate azioni di gestione, conservazione e sviluppo delle riserve di biodiversità nel Mediterraneo.

#### Bibliografia

Carrión J.S., Fuentes N., González-Sampériz P., Sánchez-Quirante L., Finlayson C., Fernández S., Andrade A., 2007. Holocene environmental change in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews* 26: 1455–1475.

Di Rita F., Magri D. 2009. Holocene drought, deforestation, and evergreen vegetation development in the central Mediterranean: a 5500 year record from Lago Alimini Piccolo, Apulia, southeast Italy. *Holocene* 19: 295–306.

Di Rita F., Simone O., Caldara M., Gehrels W.R., Magri D. 2011. Holocene environmental changes in the coastal Tavoliere Plain (Apulia, southern Italy): a multiproxy approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi:10.1016/j.palaeo.2011.06.012.

- Drescher-Schneider R., de Beaulieu J.-L., Magny M., Walter-Simonnet A.-V., Bossuet G., Millet L., Brugiapaglia E., Drescher A. 2007. Vegetation history, climate and human impact over the last 15,000 years at Lago dell'Accesa (Tuscany, Central Italy). *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 279–299.
- Hajar L., Haïdar-Boustani M., Khater C., Cheddadi R. 2010. Environmental changes in Lebanon during the Holocene: Man vs. climate impacts. *Journal of Arid Environments* 74: 746–755.
- Huntley B., Watts W.A., Allen J.R.M., Zolitschka B. 1999. Palaeoclimate, chronology and vegetation history of Weichselian Lateglacial: comparative analysis of data from three cores at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 18: 945–960.
- Jahns S. 1993. On the Holocene vegetation history of the Argive Plain (Peloponnese, southern Greece). *Vegetation History and Archaeobotany* 2: 187–203.
- Jalut G., Esteban Amat A., Bonnet L., Gauquelin T., Fontugne M. 2000. Holocene climatic changes in the western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 160: 255–290.
- Magri D. 1995. Some questions on the late-Holocene vegetation of Europe. *The Holocene* 5: 354–360.
- Magri D. 1999. Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology* 106: 171–208.
- Pantaleón-Cano J., Yll E.I., Pérez-Obiol R., Roure J.M. 2003. Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería, Spain). *The Holocene* 13: 109–119.
- Pons A., Quézel P. 1998. A propos de la mise en place du climat méditerranéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 327: 755–760.
- Rhoujjati A., Cheddadi R., Taïeb M., Baali A., Ortu E. 2010. Environmental changes over the past c. 29,000 years in the Middle Atlas (Morocco): A record from Lake Ifrah. *Journal of Arid Environments* 74: 737–745.
- Roberts N., Jones M.D., Benkaddour A., Eastwood W.J., Filippi M.L., Frogley M.R., Lamb H.F., Leng M.J., Reed J.M., Stein M., Stevens L., Valero-Garcés B., Zanchetta G. 2008. Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: The ISOMED synthesis. *Quaternary Science Reviews* 27: 2426–2441.
- Sadori L., Narcisi B. 2001. The postglacial record of environmental history from Lago di Pergusa (Sicily). *The Holocene* 11: 655–671.

Fabio TRINCARDI, Vittorio MASELLI (ISMAR- CNR Venezia), Alessandra ASIOLI (IGG-CNR Padova), Andrea Piva (ENI San Donato Milanese): *Clima, circolazione e impatti antropici in Adriatico durante l'Olocene*

Se confrontato al precedente periodo glaciale, l'Olocene è caratterizzato da una certa stabilità climatica, anche se con oscillazioni a scala secolare documentate dalle carote di ghiaccio raccolte in Groenlandia e in Antartide e da carote di sedimenti marini e lacustri in tutto il mondo. Durante l'Olocene, però, è diventato sempre più rilevante l'impatto antropico a scala locale, regionale e globale. Comprendere la molteplicità e la rilevanza di tale impatto, considerato da alcuni studiosi ormai "pervasivo", richiede però di saper riconoscere le oscillazioni climatiche naturali (quelle che sarebbero avvenute comunque, nella storia del Pianeta, indipendentemente dagli effetti delle attività umane). Lo studio del bacino Adriatico si presta a indagare l'interazione tra cambiamenti climatici e impatti antropici durante gli ultimi 10.000 anni perché: 1) registra i principali eventi paleoclimatici correlabili con quelli delle carote di ghiaccio in Groenlandia, 2) occupa una posizione cruciale che registra le principali variazioni paleoceanografiche del Mediterraneo, 3) è circondato da terre emerse che hanno visto l'intensificarsi delle attività umane già dall'Età del Rame e dove sono disponibili alcune delle rappresentazioni cartografiche più antiche del Mediterraneo.

Combinando dati paleoceanografici con dati ambientali, in particolare variazioni degli apporti fluviali, soprattutto nell'ultimo millennio, con la documentazione dell'impatto antropico sui sistemi costieri in Adriatico è possibile ricostruire una dominanza di oscillazioni naturali caldo/secco-freddo/umido, a scala da secolare a millenaria, punteggiate da alcuni "salti di stato" della circolazione oceanografica, intensificati da alcuni effetti delle attività antropiche, prima tra tutte la deforestazione. Lo studio paleoceanografico dell'Adriatico, integrato da dati morfobatimetrici, sismostartigrafici, e sedimentologici permette di documentare che anche in questo bacino le oscillazioni climatiche a scala da secolare a millenaria si accompagnano al susseguirsi di fasi d'intensificato o ridotto apporto fluviale. Su questa ciclicità si sovrappongono segnali legati al crescente impatto di attività umane, prima tra tutte la deforestazione e poi l'intervento diretto sui sistemi fluviali e sulle loro foci. E' necessario comprendere bene queste tendenze per capire a fondo lo scenario su cui s'inserisce l'impatto delle attività antropiche, in particolare dall'Epoca Industriale.

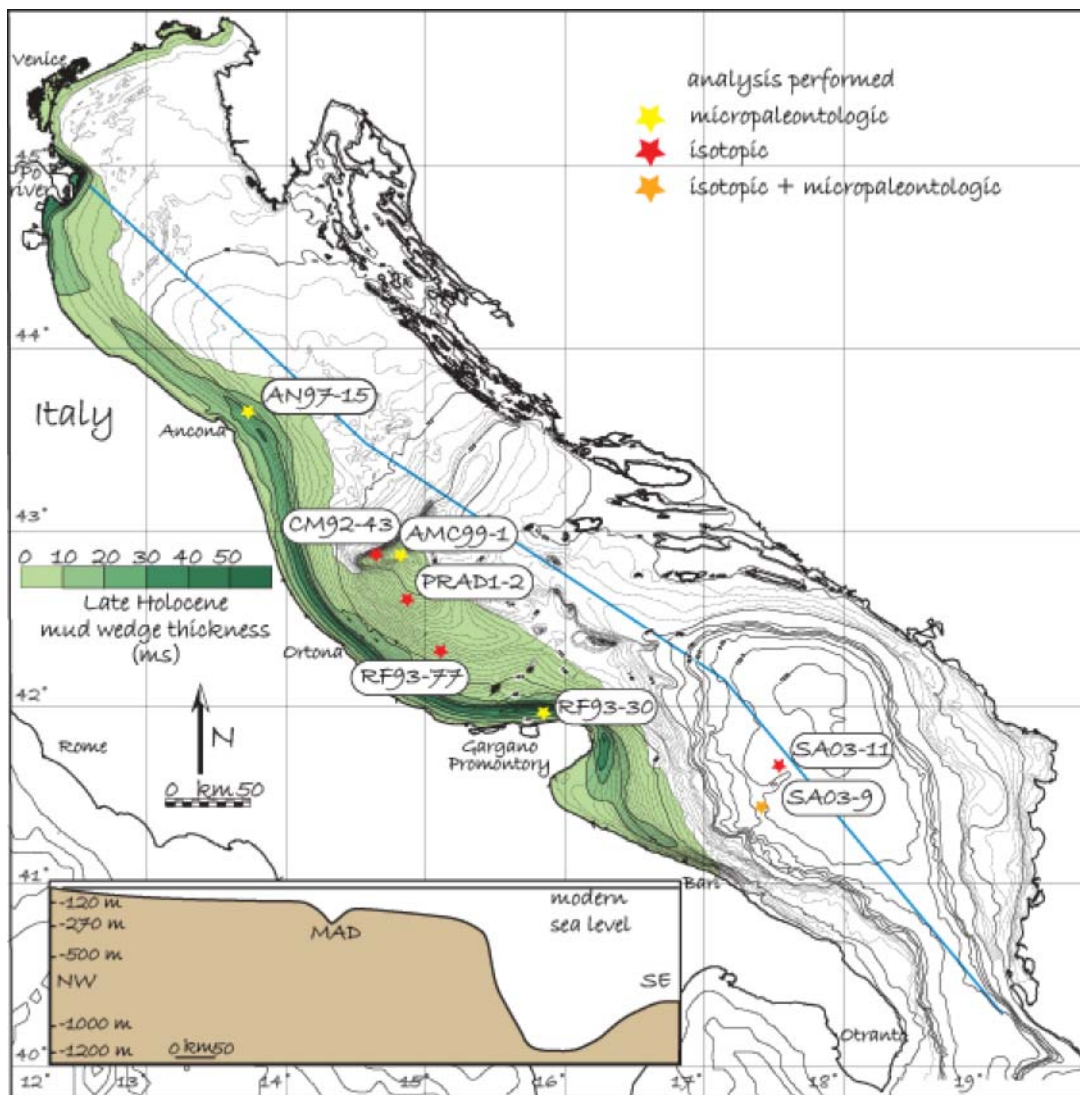
L'assetto morfologico e deposizionale dell'Adriatico è schematizzabile in tre domini principali (Fig. 1): un bacino meridionale profondo oltre 1200 metri collegato al Mediterraneo attraverso la soglia del Canale d'Otranto; un bacino di scarpata centrale, profondo 250 metri e collegato al precedente dalla soglia di Pelagosa; una piattaforma continentale molto ampia a nord e più ristretta e ripida sul lato occidentale dall'Abruzzo alla Puglia. Sulla piattaforma a ridosso della pianura padana (delta del Po) e degli Appennini si sono accumulati circa 200 km<sup>3</sup> di sedimenti con spessori di oltre 30 metri in 10.000 anni. Durante l'Olocene il bilancio idrologico dell'Adriatico riflette variazioni nell'apporto di acqua dolce di origine fluviale (soprattutto dal Po e dai fiumi appenninici), nell'intrusione di acque salate (le Acque Levantine Intermedie) attraverso il canale d'Otranto e nella formazione di acque dense per raffreddamento invernale dell'ampia piattaforma poco profonda settentrionale.

In Adriatico lo studio di carotaggi raccolti in aree complementari di piattaforma interna, soggetta ad alta velocità di accumulo di depositi fangosi, e di scarpata continentale, soggetta al passaggio stagionale di correnti di acqua fredda molto energetiche, permette di riconoscere una variabilità climatica a scala secolare (Fig. 2). In particolare, studiando le variazioni di concentrazione del

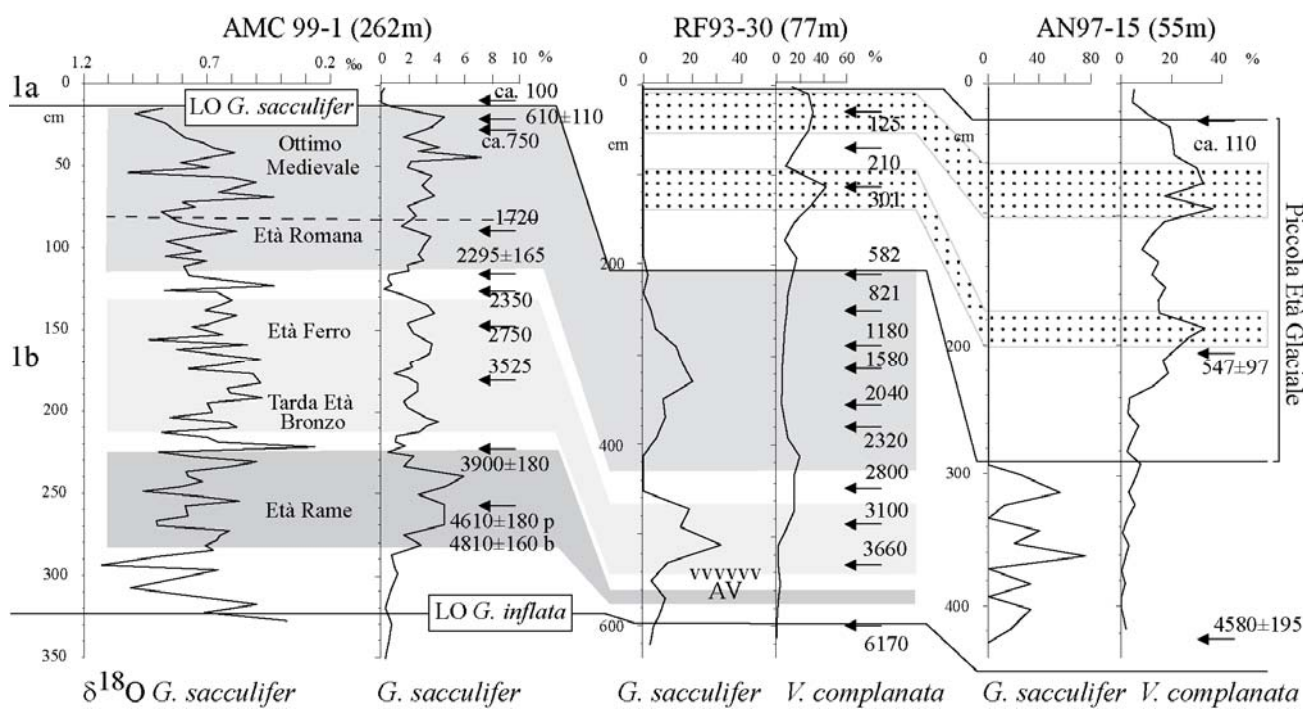
foraminifero planctonico *Globigerinoides ex gr. sacculifer* (che richiede acque relativamente limpide, che consentano la proliferazione di un'alga simbiote che vive al suo interno) si possono riconoscere periodi in cui dominano condizioni calde e secche come: l'Ottimo Climatico Medioevale, l'Età Romana, la tarda Età del Bronzo, e l'Età del Rame. La scomparsa (Last Occurrence) del *G. sacculifer* (datata circa 550 anni fa) approssima l'inizio della Piccola Età del Ghiaccio, un periodo in cui l'aumentato apporto di sedimenti al mare ha reso torbide le acque e impossibile la sopravvivenza di questa specie. Durante la Piccola Età del Ghiaccio, intervallo freddo in tutta Europa associato ad un aumento del trasporto solido fluviale legato alla piovosità, nei carotaggi raccolti lungo la fascia dei limi in piattaforma, si rilevano due picchi di abbondanza del foraminifero bentonico *Valvulineria complanata* che corrispondono alle due fasi fredde principali di questo intervallo. Queste oscillazioni climatiche riconosciute in Adriatico sono confrontabili con quelle documentate in molte altre aree del Mediterraneo e del nord Atlantico suggerendo che una connessione atmosferica sia all'opera a scala dell'intero emisfero settentrionale.

Inoltre, confrontando le variazioni di composizione isotopica dell'Ossigeno in carotaggi a diversa profondità, s'identificano tre momenti di "riorganizzazione" della circolazione nel bacino che sono rilevanti a scala dell'intero Mediterraneo.

1. Un aumento della produzione di acque dense circa 7500 anni BP con l'instaurarsi della circolazione attuale; in questa fase è stata superata una soglia, probabilmente a causa dell'innalzamento del livello eustatico che ha portato a una maggiore inondazione della piattaforma settentrionale. Da quel momento la circolazione delle acque dense (NAdDW) è testimoniata da uno spostamento del contenuto di d18O nei gusci del foraminifero bentonico *B. marginata* verso valori più leggeri; la datazione di questo rapido cambiamento indica che l'inizio della ventilazione profonda, operata dalle acque dense, è avvenuto durante le ultime fasi di deposizione del Sapropel S1, l'ultimo grande episodio di stagnazione in Mediterraneo.
2. Da 5500 anni BP, l'intrusione verso nord delle acque levantine intermedie salate (LIW) ha portato all'invasione del bacino di scarpata antistante Pescara (MAD) ed è evidenziata da un rapido spostamento verso valori più pesanti di d18O nei gusci del foraminifero di acque intermedie *G. bulloides* che indica un intervallo di aumentata evaporazione in Mediterraneo orientale dove queste acque si formano.
3. Numerose oscillazioni di breve durata sono caratterizzate da notevole aumento di *runoff* documentate da alleggerimento nel contenuto di d18O del planctonico *G. bulloides* accompagnate da una caduta nella concentrazione di *G. sacculifer* che predilige acque più limpide. Questa evidenza suggerisce che le acque levantine intermedie erano spinte a maggiore profondità o che si formavano con minore intensità e senza raggiungere i livelli tipici di salinità e, conseguentemente, non riuscivano a penetrare nella MAD.



**Figura 1.** L'ubicazione dei carotaggi utilizzati a scopo paleoceanografico e paleoclimatico in Adriatico è riferita alla morfologia del bacino e alla distribuzione dei depositi accumulati negli ultimi 5500 anni sul lato occidentale dello stesso (area in verde). Quest'area di maggiore accumulo registra gli effetti combinati delle variazioni climatiche e quelli dei principali impatti antropici sull'area circostante: deforestazioni, controllo delle foci e, più recentemente, costruzione di dighe.



**Figura 2.** Ricostruzione della ciclicità climatica negli ultimi circa 6000 anni in Adriatico combinando informazioni sulla composizione isotopica e le variazioni di concentrazione di *G. sacculifer* come indicatore di temperature più alte e piovosità ridotta (a sinistra). Le aree di piattaforma ad alta velocità di sedimentazione e molto influenzate dagli apporti fluviali registrano due picchi nella concentrazione del bentonico *V. complanata* corrispondenti ai momenti di acme della Piccola Età del Ghiaccio e a fasi di aumentato apporto fluviale.

Mauro CREMASCHI (Università di Milano): *Al margine meridionale del Mediterraneo: i cambiamenti ambientali nelle regioni aride nel corso dell' Olocene (fra clima ed impatto antropico)*

## **Introduzione**

Oggi sappiamo che l'Olocene – gli ultimi diecimila anni di storia della Terra –, un tempo ritenuto un periodo caldo e stabile, è stato teatro di sensibili e talora repentine variazioni climatiche. L'ultima di queste, il riscaldamento globale in atto, ci fa riflettere sullo sviluppo futuro del clima sul pianeta e su quale ruolo in esso possa giocare l'attività dell'uomo. Molte preoccupazioni si addensano sul Mediterraneo; questa regione viene considerata particolarmente sensibile al riscaldamento globale di origine antropica che porterà alla riduzione dell'intensità piogge e ad un più frequente ripetersi di episodi siccitosi, intervallati da precipitazioni a carattere parossistico, con conseguenze facilmente immaginabili sulle popolazioni che vi risiedono.

I margini meridionale ed orientale del Mediterraneo sono oggi occupati dai deserti del Sahara e del Medio Oriente, ma l'attuale aridità di quelle regioni è solo l'ultimo episodio di una storia più complessa che le vide ricche di acque, densamente popolate, nonché teatro di eventi cruciali per lo sviluppo delle civiltà.

Durante gli ultimi diecimila anni le regioni aride circum-mediterranee sono state teatro di un cambiamento ambientale di rango paragonabile soltanto a quello che avvenne pochi millenni prima alle medie latitudini con la disintegrazione dei ghiacciai pleistocenici, con l'importante differenza data dal fatto che il repentino sviluppo dei deserti interessò una area densamente popolata. Tali aree pertanto costituiscono un eccellente laboratorio dove studiare i rapporti fra le variazioni climatiche e le culture antropiche che a queste hanno reagito, soccombendo o adattandovisi, oppure ancora, come oggi cominciamo a comprendere, contribuendo esse stesse in modo attivo ai cambiamenti ambientali, non sempre in modo positivo. Malgrado i numerosi studi effettuati anche di recente, le regioni aride permangono ancora poco note dal punto di vista paleoambientale, a causa della loro vastità e delle difficoltà di accesso (ancora persistenti malgrado gli enormi progressi consentiti in questi decenni dall'uso dei veicoli fuori strada) ed a causa degli eventi politici e sociali dei quali, ultimamente, abbiamo molti esempi.

Illustrerò quindi la situazione del Sahara centrale per il quale si hanno oggi molte informazioni, cercando inoltre di stabilire un confronto con le zone aride medio-orientali, con particolare riguardo al deserto siriano, per il quale tuttavia le conoscenze sono ad oggi assai meno approfondite.

## **Meccanismo climatico**

La scomparsa o l'attenuazione delle condizioni desertiche nella fascia subtropicale tra la fine del Tardiglaciale e l'Olocene, secondo un noto modello paleoclimatico, è stata determinata dal riassetto della circolazione atmosferica globale, innescato dallo scioglimento dei ghiacciai alle medie ed alte latitudini in seguito all'aumento dell'intensità dell'insolazione entrante. Durante il periodo glaciale infatti la zona di convergenza intertropicale (ITCZ) subiva fluttuazioni stagionali molto ridotte, poiché costretta alle basse latitudini dalle alte pressioni sull'Europa indotte dalla presenza delle masse glaciali; inoltre la ridotta evaporazione nell'Atlantico centrale permetteva la formazione di perturbazioni monsoniche di modeste entità. Con il loro dissolversi e la scomparsa dei campi di alta pressione ad esse connessi, la zona di convergenza intertropicale risalì verso Nord fino a raggiungere una latitudine N di circa 20-25°; questo permise al monzone estivo (alimentato da un maggiore evaporazione oceanica) di portare masse di aria umida e pioggia dal golfo di Guinea fino al Sahara centrale. Analoghi fenomeni si verificano sopra l'Oceano indiano permettendo alle precipitazioni monsoniche di penetrare profondamente nella penisola arabica e il medio Oriente, fino ad incrociarsi con l'area dominata dai venti occidentali. Come conseguenza dell'enorme aumento di disponibilità idrica, l'intero area dei deserti sahariani, arabici e mediorientali si trasformò in savane e steppe arborate. L'anomalia prodotta dalla scomparsa dei ghiacciai venne rapidamente riassorbita e nel giro di pochi millenni la circolazione atmosferica assunse le condizioni attuali, sospingendo verso sud l'ITCZ e permettendo ai deserti di riguadagnare il terreno perduto dalla fine della glaciazione.

## **Il Sahara libico**

La regione a Sud Ovest della Libia – il Fezzan – si è rivelata particolarmente ricca di testimonianze paleoambientali ed archeologiche, localizzate sia nelle catene montuose (le montagne dell'Acacus e del Messak), sia nei mari di dune che le circondano (edeyen di Murzuq, erg Uan Kasa, Tetersine e Tanezzuft).

Particolarmente significativi per la ricostruzione dei cambiamenti climatici dell'Olocene sono i depositi lacustri le cui tracce sono conservate nei corridoi interdunari. Tali depositi infatti testimoniano la presenza di numerosi specchi lacustri originatisi grazie alle piogge monsoniche che hanno saturato le dune e innalzato le falde freatiche locali, provocando estesi allagamenti alla base delle dune stesse. Soprattutto grazie ai sedimenti torbosi che segnano le linee di riva, spesso perfettamente conservate, è stato possibile ottenere un consistente numero di date radiocarboniche



ed è stato possibile datare l'oscillazione del livello dei laghi e pertanto dei cambiamenti di intensità delle precipitazioni. Sulla base di tale ricostruzione il livello dei laghi appare in fase di crescita a partire da 8800 anni uncal BP (circa 10000 anni cal BP), subisce un sensibilmente abbassamento attorno a 7500 anni uncal BP (circa 8000 anni cal BP) in corrispondenza di un episodio di crisi climatica percepito in tutto l'emisfero settentrionale, e risale nuovamente tra 7000 e 5000 anni uncal BP (7800-5500 anni cal BP). Pochissime sono le date radiocarboniche di depositi lacustri per il IV e III millennio BP, e riferibili principalmente a depositi di tipo evaporitico. Pertanto il limite di 5000 anni uncal BP costituisce il termine *post quem* per il prosciugamento dei laghi, causato dalla diminuzione di precipitazioni conseguente al ritiro delle perturbazioni monsoniche verso sud; tale evento costituisce anche la fine del periodo umido Olocenico.

Le vicende dello wadi Tanezzuft e dell'adiacente bacino lacustre di Garat Ouda, nonché lo studio dendroclimatico del Cipresso del Tassili (*Cupressus dupreziana*), che si trova nel suo bacino di alimentazione, permettono di meglio datare e comprendere la dinamica di questa importante transizione climatico-ambientale.

Lo wadi Tanezzuft, corso d'acqua oggi solo sporadicamente attivo che si trova tra l'Acacus e l'erg Tetersine, divenne, nell'Olocene umido, un fiume di portata elevata. In particolare una diramazione che usciva dal corso principale alimentava, attraverso un ampio delta, un lago della superficie di circa 80 Km<sup>2</sup>, presso la località di Garat Ouda. Grazie alle datazioni <sup>14</sup>C e TL ottenute dai siti archeologici ad esso connesso, si è scoperto che il delta si disattivò tra (TL) 5000 BP e (14C) 4500 anni uncal BP, 5350 – 4850 cal BP, a causa del calo di portata dello wadi alimentatore, quale diretta conseguenza dell'interrompersi delle precipitazioni monsoniche. Il prosciugamento del delta fu repentino, tanto da permettere la perfetta conservazione delle forme dei suoi canali ancora ben visibili sia sul terreno, sia sulle foto da satellite, e soltanto discontinuamente occultate da piccole barcane.

Relativi a questo episodio di inaridimento, la curva dendroclimatica del Cipresso del Tassili segna due marcati picchi di anelli particolarmente stretti, attorno a 5120 anni cal BP. , che corrispondono al momento più arido di tutto l'intervallo cronologico da essa documentato.

Sfuggono all'aridità soltanto alcune aree che, grazie a particolari condizioni idrogeologiche, conservano una disponibilità idrica tale da consentire a piante ed animali di sopravvivere. Questo è il caso della valle in cui scorre wadi Tanezzuft che, alimentato dagli enormi serbatoi idrici delle catene montuose circostanti non esauritesi al cessare delle piogge monsoniche, formò nella parte alta del suo corso un'oasi che sopravvisse per almeno due millenni e si ridusse progressivamente,

fino a raggiungere le dimensioni dell'attuale oasi di Ghat, allo stabilirsi di condizioni iperaride attorno al V secolo d.C.

La regione in esame venne densamente popolata fin dall'inizio delle piogge monsoniche, dapprima da cacciatori epipaleolitici e mesolitici e da pastori neolitici e fu più tardi insediata dai Garamanti. Durante l'Olocene umido tutte le unità fisiografiche risultano intensamente frequentate; lo furono specialmente le sponde dei laghi, lungo le quali sono state osservate molte centinaia di siti archeologici che costituiscono gli accampamenti stagionali di pastori, legati da rapporti di transumanza con gli insediamenti delle adiacenti catene montuose. Attività di pesca e di caccia alla fauna è documentata anche dalla densissima concentrazione di insediamenti sui rami del delta di Garat Ouda.

L'aridificazione avvenuta attorno a 5000 anni uncal BP provocò un radicale cambiamento nello sfruttamento territoriale. Sospinte dall'aridità, la popolazioni si concentrarono nelle oasi, dando luogo ad insediamenti più stabili; venne introdotta l'agricoltura irrigua e promossero gli scambi a grande distanza attraverso le vie carovaniere. È probabile che brevi episodi di incremento delle precipitazioni avvenuti durante il III millennio BP abbiano favorito l'insediamento dei Garamanti nell'oasi del Tanezzuft. Al margine delle oasi ed all'interno dei massicci montuosi, numerosi indizi (pietre da cattura, piste contrassegnate da segnaicoli, accampamenti effimeri in ripari e cavità, manifestazioni di arte rupestre) indicano che anche le aree aridificate vennero, seppure marginalmente, frequentate e sfruttate.

### **Le steppe aride della Siria centrale**

I cambiamenti ambientali documentati nel Sahara centrale si ripetono, pur con sensibili variazioni locali, nell'intera fascia dei deserti posti più ad oriente nell'area medio-orinetale e nella penisola arabica. Anche per l'area arabica le fonti di informazione tradizionali indicano un Olocene umido ed un progressivo declino della disponibilità idrica, accelerato da crisi di aridità tra 5000 e 4000 anni uncal BP; maggiori differenze sembrano esistere nei deserti e nelle steppe aride della Siria, ma le informazioni sono assai più scarse e frammentarie, data l'assenza di archivi paleoclimatici comparabili a quelli sahariani e la limitata disponibilità di date radiometriche affidabili.

Condizioni di umidità sono documentate nell'area dell'oasi di Palmira già a partire dal Tardiglaciale. In questo periodo la sabkhat che oggi si estende al margine meridionale dell'odierna oasi era un lago assai vasto che sommerse in parte le dune eoliche formatesi ai suoi margini durante l'ultimo massimo glaciale. L'estensione del bacino si ridusse già dall'inizio dell'Olocene, malgrado

che le numerose sorgenti attive ai suoi margini documentino una buona disponibilità idrica ed il persistere di intense precipitazioni. La trasformazione del lago in sabkhat, accompagnato dall'aggradazione di dune eoliche ai suoi margini, indica una importante fase arida, datata a circa 8000 anni uncal BP; questo evento è grossomodo contemporaneo alla crisi arida avvenuta nell'Olocene antico nella regione sahariana. A differenza di quanto accadde in nord Africa, non sembra che nell'area siriana vi sia stato un ritorno a condizioni di disponibilità idrica altrettanto marcate nei millenni successivi; ciononostante numerosi indizi fanno pensare che lo stabilirsi delle condizioni aride attuali debba risalire ai primi secoli dell'era volgare e si siano esasperate in tempi più recenti.

Nell'area ad oriente di Palmira nella fascia pre-desertica, nella regione di Homs presso Mishrife, la presenza di specchi lacustri dimostra inoppugnabilmente condizioni di elevata disponibilità idrica nel quarto millennio BP che paiono interrompersi attorno a 3600 anni cal BP, in coincidenza con un episodio di aridità ben noto in area mediterranea; anche in questa regione l'impatto antropico potrebbe aver avuto un ruolo significativo nel cambiamento ambientale documentato in questa data. La frequentazione antropica nell'area di Palmira precede l'Olocene, in continuità con il Pleistocene superiore: l'area risulta densamente insediata dalle comunità del Paleolitico superiore e soprattutto da quelle epipaleolitiche. Numerosi siti di cacciatori della cultura del Kebariano geometrico, del Natufiano e del Neolitico aceramico (PPNA e PPNB) sono distribuiti lungo le sponde dell'antico lago. In questo periodo, al margine dell'attuale oasi, viene fondato un insediamento stabile con strutture abitative in mattoni, presso il quale veniva praticata l'agricoltura. Anche a maggiore distanza dal lago, nelle aree montane, vi sono evidenze di intenso sfruttamento del territorio, a fine venatorio in questo caso, rappresentate da numerosissime e complesse trappole in pietra (i desert kites) per la caccia alle mandrie transumanti di gazzelle.

La crisi climatico-ambientale databile attorno a 8000 anni BP provocò un radicale cambiamento nell'uso del territorio. Abbandonati i margini del lago ormai trasformatosi in sabkhat, gli insediamenti stabili si concentrarono nell'oasi; in ogni caso, anche le aree ad essa esterne erano frequentate da comunità pastorali che marcano il territorio con tumuli funerari. L'oasi, a partire dall'età del Bronzo, collocata lungo una via carovaniera, nel tratto che congiunge Babilonia al Mediterraneo, conobbe una notevole fioritura in età classica, in parte contemporaneamente alla fase di maggiore sviluppo delle comunità Garamanti nelle oasi del Sahara centrale, sostenuta anche in questo caso da una maggiore disponibilità idrica. Il ridursi dell'oasi alle dimensioni moderne ed una

generale aridificazione dell'area sono invece databili alla prima metà del primo millennio dell'era volgare.

Sia nel deserto Sahariano che nelle steppe siriane, pur attraverso traiettorie storiche e contesti culturali molto differenziati, si assiste durante tutto l'Olocene ad un complesso interagire fra comunità antropiche e cambiamenti climatici che portano ad elaborare – con successo – complessi modelli di sussistenza al diffondersi dell'aridità; tali modelli sono da tempo oggetto di studio da parte di storici, archeologi e naturalisti. Tuttavia, le recenti ricerche hanno posto in evidenza come anche le aree più remote, non siano state completamente abbandonate dall'uomo anche dopo l'instaurarsi delle condizioni desertiche. Il persistere per alcuni millenni di attività pur marginali come la pastorizia, con lo sfruttamento del manto vegetale e delle limitate risorse ad opera di comunità nomadi in ambienti resi fragili dall'aridità, potrebbe aver rappresentato un fondamentale contributo antropico all'espansione dei deserti e a rendere le loro condizioni più severe.

Giovanni ZANCHETTA (Università di Pisa): *La composizione isotopica dei carbonati continentali come proxy delle variazioni del regime idrologico nel Bacino Mediterraneo durante l'Olocene*

## **Introduzione**

La misura della composizione isotopica dell'ossigeno (cioè il rapporto tra le abbondanze degli isotopi  $^{18}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$  espresse rispetto ad uno standard di composizione nota) è ormai da decenni una indagine di routine che si affianca ad altre analisi geochimiche e/o paleontologiche nello studio di sedimenti lacustri, marini, concrezioni di grotta, ossa, o carote di ghiaccio, con lo scopo di ricostruire l'evoluzione climatica del passato. Gran parte delle applicazioni della geochimica isotopica agli studi paleoclimatologici si basano sull'osservazione empirica che la composizione isotopica delle acque continentali è un eccellente "tracciatore" dei processi che avvengono all'interno del ciclo idrologico (Dansgaard, 1964), ed analizzando la composizione isotopica dei carbonati precipitati da queste acque, come carbonati lacustri o concrezioni di grotta, è possibile risalire alle variazioni del ciclo idrogeologico nel tempo (Leng, 2006).

Tuttavia, ogni singolo archivio considerato, sia esso un lago o una grotta, è caratterizzato da una sua specifica risposta alle variazioni del ciclo idrogeologico e la registrazione di questi cambiamenti nella composizione dei carbonati può essere molto diversa anche in siti molto vicini. E' quindi necessario che ogni singolo sistema sia preventivamente monitorato, fatto che può permettere di ottenere informazioni quantitativamente molto dettagliate sulle variazioni climatiche del passato. D'altra parte, come molti altri dati geologici (che forniscono indicazioni sul clima passato "per procura"), la variazione della composizione isotopica dei carbonati nel tempo si presta a molteplici interpretazioni, talvolta opposte, che devono essere selezionate ed integrate dall'incrocio di dati diversi.

## **Le variazioni climatiche dedotte dai dati isotopici a scala del bacino Mediterraneo**

Nel bacino mediterraneo si sta lentamente affermando il paradigma che la composizione isotopica dell'ossigeno dei carbonati di ambiente continentale durante gran parte dell'Olocene sia dominata dall'ammontare delle precipitazioni locali ("*amount effect*") piuttosto che dall'effetto della temperatura sulle precipitazioni stesse ("*temperature effect*") (Bar-Matthews *et al.*, 2000; Zanchetta *et al.*, 2007; Roberts *et al.*, 2008). Agli effetti isotopici dovuti alle variazioni delle precipitazioni meteoriche si ammette la possibile sovrapposizione degli effetti isotopici dei processi evaporativi

superficiali, particolarmente favoriti durante le fasi aride. In altre parole, la composizione isotopica dei carbonati tende ad aumentare (cioè il carbonato tende ad arricchirsi in isotopo  $^{18}\text{O}$ ) durante le fasi più aride e tende a diminuire durante le fasi più umide. Il lettore più attento ed esperto noterà che questo è esattamente l'opposto di quello che si osserva in registri climatici dominati dall'effetto di temperatura come, per esempio nei laghi dell'Europa centrale o nelle carote di ghiaccio (von Grafenstein *et al.*, 1999).

Per affrontare lo studio degli ultimi 12 ka (cioè, circa, l'intero Olocene) è utile considerare le variazioni climatiche a due scale temporali diverse separando le tendenze di lungo periodo da quelle di breve periodo.

### *Il trend di lungo periodo*

La recente revisione di svariati profili isotopici di laghi proposta da Neil Roberts nell'ambito del progetto ISOMED (Roberts *et al.*, 2008) mostra chiaramente, perlomeno per il Mediterraneo orientale e centrale, una prima parte dell'Olocene caratterizzata da valori della composizione isotopica dell'ossigeno mediamente più "negativi", suggerendo condizioni tipicamente più umide, se comparata con la parte più recente dell'Olocene. Questa situazione è sostanzialmente confermata da studi recenti di successioni lacustri in Libano (Develle *et al.*, 2010) e nella regione Balcanica (Leng *et al.*, 2010). Una dato sostanzialmente consistente con i registri lacustri è fornito dallo studio isotopico dei carbonati di grotta (stalagmiti, colate stalagmitiche, chiamate, complessivamente, speleotemi) in Israele (Bar-Matthews *et al.*, 2000), in Italia centrale (Zanchetta *et al.*, 2007) e, meno evidente, in Italia nord Orientale (Frisia *et al.*, 2005). Anche i dati isotopici ottenuti sui gusci di molluschi terrestri in varie parti dell'Italia meridionale sono in accordo con questo quadro generale (Colonese *et al.*, 2010ab). Tuttavia, la situazione, nel dettaglio, appare significativamente più complessa. Per esempio, in diversi registri isotopici lacustri e di grotta "alpini" la prima parte dell'Olocene sembra essere dominata, fino a ca 7 ka da valori isotopici più elevati (Baroni *et al.*, 2006, Spötl *et al.*, 2010). Recentemente, Spötl *et al.* (2010) hanno avanzato l'ipotesi che questa situazione si possa spiegare con una più frequente incursione di piogge di origine mediterranea sulle Alpi rispetto alla componente più prettamente Atlantica. Se questo è "isotopicamente" ragionevole, resta da capire il significato in termini di circolazioni delle masse d'aria. L'idea di una prima parte di Olocene più "umido", è corroborato anche da dati palinologici (Jalut *et al.*, 2009) e dallo studio delle variazioni del livello dei laghi. Tuttavia, anche in questo caso esistono dati paleosamente in contrasto tra loro, per esempio quando si confrontano tra loro alcuni dati di paleolivelli lacustri

(Giraudi *et al.*, 2011). Se le variazioni dei livelli dei laghi sono climaticamente controllate, queste sono dovute principalmente alle variazioni del bilancio idrologico e per questo motivo sarebbe logico aspettarsi una correlazione abbastanza stretta tra dati isotopici e variazione dei livelli lacustri. La presenza di evidenti discrepanze potrebbe dimostrare una falla nel paradigma isotopico precedentemente definito, oppure la necessità di utilizzare modelli interpretativi più complessi, pur non rinunciando alle basi sostanziali del paradigma stesso.

#### *Le escursioni di beve durata.*

Interpretazioni più generali di eventi alla scala millenaria/secolare sono assolutamente più complesse soprattutto perché molti registri hanno risoluzione del dato isotopico certamente non soddisfacente, come è il caso di alcuni laghi dell'Italia centrale e meridionale (Giraudi *et al.*, 2011). Ci limiteremo, quindi, a commentare alcuni eventi, ben sapendo che la situazione è particolarmente complessa anche alla scala dei singoli eventi (Magny *et al.*, 2009). Ciò nonostante, già Roberts *et al.* (2008) nei registri lacustri Mediterranei hanno identificato eventi sufficientemente sincroni che coincidono con fasi aride, con riferimento al Tardo Glaciale e specificatamente allo Younger Dryas (ca. 11500-12500 yr cal BP). Molto più discontinue, nei registri isotopici continentali mediterranei, sono le evidenze dell'evento climatico a ca. 8.200 anni calibrati BP, ben descritto nelle regioni Atlantiche (Alley & Ágústsdóttir, 2005). Più recentemente lo stesso Roberts (Roberts *et al.*, 2011) ha identificato alcuni eventi complessivamente considerati sincroni nei vari registri isotopici lacustri e di grotta del mediterraneo orientale, con fasi aride situate a ca. 5300-5000, 4500-3900 e 3100-2800 anni calibrati BP. L'intervallo arido centrato a ca. 4000 anni è stato identificato in modo convincente e ben datato anche nella colata stalagmitica della piccola grotta della Renella nella Alpi Apuane (Drysdale *et al.*, 2006). Tuttavia non ci sono evidenze particolarmente convincenti che questo evento sia registrato nella composizione isotopica della vicina grotta del Corchia (Zanchetta *et al.*, 2007) e della Grotta Savi nel Carso triestino (Frisia *et al.*, 2005). D'altra parte ci sono argomenti di vario genere che suggeriscono che questo evento sia ben registrabile in archivi che risentono maggiormente delle condizioni della stagione estiva e meno della ricarica invernale, potendo indicare una prolungata fase di aridità nei mesi caldi piuttosto che una diminuzione delle precipitazioni invernali (Zanchetta *et al.*, 2011).

Registri isotopici ben datati e continui degli ultimi 2000 anni sono particolarmente scarsi. Vale la pena citare (tra gli altri) il lavoro di Jones *et al.* (2006) che hanno ottenuto un record isotopico particolarmente continuo dalla Turchia centrale che mostra due principali fasi aride tra 300-500 e il

1400-1950 d.C. Altri registri isotopici come quello della Grotta Savi (Frisia *et al.*, 2005) e del Corchia (Zanchetta *et al.*, 2007) hanno una discreta risoluzione per questo periodo di tempo, ma il loro significato appare ancora troppo locale per tentare delle generalizzazioni. E certamente questa mancanza di dati è uno degli aspetti sui quali deve concentrarsi la ricerca nei prossimi anni.

### **Osservazioni conclusive**

I dati brevemente illustrati intendevano mettere in risalto le peculiarità e potenzialità degli isotopi dell'ossigeno come traccianti delle variazioni idrologiche nel Mediterraneo e la presenza di quelle che possono essere considerati delle tendenze comuni. In tempi più recenti, si è compreso che gli studi isotopici sui carbonati continentali possono permettere di superare alcune ambiguità interpretative sul clima dell'Olocene, ambiguità presenti in alcuni indicatori ambientali, come i pollini, troppo sensibili l'impatto delle attività umane, che si manifesta, in particolare nel Mediterraneo, già a partire dal Neolitico (Roberts *et al.*, 2010). D'altra parte solo un approccio che si faccia forte dell'uso di diversi "proxies" può essere foriero di significativi avanzamenti nelle conoscenze in questo settore e questo ci invita ad una sempre maggiore interazione tra diverse discipline (archeologia, climatologia storica, geologia). Bisogna anche notare che molte aree nella regione mediterranea sono poco studiate. Questo è certamente vero per l'Italia, in cui gli studi multidisciplinare sull'Olocene continentale (ma non solo), pur vantando risultati certamente positivi, sono, complessivamente, in forte ritardo rispetto ad altri paesi centro e nord europei.

### **Riferimenti bibliografici**

- Alley R.B., Ágústsdóttir A.M., 2005. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149.
- Bar-Matthews M., Ayalon A., Kaufmann A., 2000. *Chemical Geology* 169, 145-156.
- Baroni C., Zanchetta G., Fallick A.E., Longinelli A., 2006. *The Holocene* 16, 827–837.
- Colonese A.C., Zanchetta G., Dotsika E., Drysdale R.N., Fallick A.E., Grifoni Cremonesi R., Manganelli G. 2010a. *Journal of Quaternary Science*, 25, 1347-1359.
- Colonese A.C., Zanchetta G., Fallick A.E., Martini F., Manganelli G., Drysdale R.N., 2010b. *Global and Planetary Change*, 71, 249-257.
- Dansgaard W. 1964. *Tellus* 16, 436-468.
- Develle A.L., Herreros J., Vidal L., Sursock A., Gasse F., 2010. *Quaternary Science Reviews* 29, 865-886.
- Drysdale R.N., Zanchetta G., Hellstrom J.C., Maas R., Fallick A.E., Pickett, M., Cartwright, I., Piccini L., 2006. *Geology* 34, 101-104.
- Frisia S., Borsato A., Spötl C., Villa I. M., Cucchi F. 2005. *Boreas* 34, 445-455.



- Giraudi C., Magny M., Zanchetta G., Drysdale R.N. 2011. *The Holocene* 21, 105-115.
- Jalut G., Dedoubat J.J., Fontugne M., Otto T., 2009. *Quaternary International* 200, 4-18.
- Jones M.D., Roberts C.N., Leng M. J., Türkes M., 2006 A high-resolution late Holocene lake isotope record from Turkey and links to North Atlantic and monsoon climate *Geology* 34 361-364.
- Leng M. J. (ed.) 2006. *Isotopes in Palaeoenvironmental Research. Development in Paleoenvironmental Research*, 10, Springer, 307 pp.
- Leng M. J., Baneschi I., Zanchetta G., Jex C. N., Wagner B., Vogel H. 2010. *Biogeosciences*, 7, 3109-3122.
- Magny M., Vanniere B., Zanchetta G., Fouache E., Touchias G., Petrika L., Coussot C., Walter-Simonnet A-V., Arnoud F. 2009. *The Holocene*, 19, 1-11.
- Roberts N., Eastwood W.J., Kuzucuoğlu C., Fiorentino G., Caracuta V. 2011. *The Holocene* 21, 147-162.
- Roberts N., Jones, M.D., Benkaddour A., Eastwood W.J., Filippi M.L., Frogley M.R., Lamb H.F., Leng M.J., Reed J.M., Stein M., Stevens L., Valero-Garcés B., Zanchetta G. 2008. *Quaternary Science Reviews* 27, 2426–2441.
- Roberts C.N., Zanchetta G., Jones M.D., 2010. *Global and Planetary Change* 71, 135-140.
- Spötl C., Nicolussi K., Patzelt G., Boch R., and Daphne team 2010. *Global and Planetary Change* 71, 242-248.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A. Jouzel J., Johnsen S.J. 1999. *Science* 284, 1654-1657.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Trimborn P., Alefs J., 1996. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4025–4036.
- Zanchetta G., Drysdale R.N., Hellstrom J.C., Fallick A.E., Isola I., Gagan M., Pareschi M.T., 2007. *Quaternary Science Reviews* 26, 279-286.
- Zanchetta G., Sulpizio R., Roberts N., Cioni R., Eastwood WJ, Siani G., Caron B., Paterne M., Santacroce R. 2010. *The Holocene* 21, 33-52.
- Zhornyak L.V., Zanchetta G., Drysdale R.N. , Hellstrom J.C, Isola I., Regattieri E., Piccini L., Baneschi I., Couchoud I., 2011. *Quaternary Science Reviews* 30, 409-417.

## COMUNICAZIONI

SPROVIERI M. (IAMC-CNR Torretta Granitola), LIRER F. (IAMC-CNR Napoli), FERRARO L. (IAMC-CNR Napoli), VALLEFUOCO M. (IAMC-CNR Napoli), CAPOTONDI L. (ISMAR-CNR Bologna), CASCELLA A. (INGV Pisa), PETROSINO P. (Università 'Federico II' di Napoli), INSINGA D. (IAMC-CNR Napoli), PELOSI N. (IAMC-CNR Napoli), TAMBURRINO S. (IAMC-CNR Napoli), LUBRITTO C. (Seconda Università di Napoli, Caserta): *An Eastern Tyrrhenian marine sedimentary archive of high-resolution late Quaternary climate changes*

### **Abstract**

We present a high-resolution record of marine sediments from the eastern margin of the Tyrrhenian Sea for the late Quaternary-Holocene which combines geochemical, physical and biological information in a multi-proxy generated time framework (calcareous plankton ecobiostratigraphy, oxygen isotope stratigraphy,  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$ , AMS  $^{14}\text{C}$  and tephrostratigraphy).

Evidence of the most relevant climatic events reported for the last ~15,000 years and direct correlation with solar activity estimated from NGRIP, GISP and  $\Delta^{14}\text{C}$  records offer a first-order knowledge of climate-ocean dynamics and trophic responses of the Mediterranean Sea during the late Quaternary and Holocene.

Mass balance calculations applied to the collected  $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$  record, constrained in terms of sea surface temperatures by data reported by Di Donato et al. (2008) from a coeval close sedimentary record, provided new insights on secular/millennian changes in hydrological regimes and evaporation/precipitation budget of the Tyrrhenian Sea during the late Quaternary and during key intervals of the Holocene.

### **Introduction**

In the last decade a number of integrated researches provided even more detailed information about the evolution of climate and ocean dynamics of the Mediterranean sea during the late Quaternary based on marine sediments collected in key areas of the basin (e.g., Cacho et al., 2001; Rohling et al., 2002; Sprovieri et al., 2003; Sbaffi et al., 2004; Di Donato et al., 2008; Incarbona et al., 2008; Piva et al., 2008a,b; Sanchez Goni et al., 2008; Triantaphyllou et al., 2009).

The southern-east Tyrrhenian Sea represents an excellent sedimentary archive where it is possible to combine biostratigraphy and tephrostratigraphy, with the active volcanic districts along the campano-laziale continental margin, to achieve an accurate age models for late Quaternary records and investigate modes and time evolution of climate-ocean dynamics of this part of the Mediterranean. A new high-resolution and multi-proxy records is here presented from an expanded composite late Quaternary-Holocene sedimentary core which offers a great opportunity to explore the evolution of climate and sea of the Mediterranean basin during the last ~15,000 years.

### **The sedimentary record**

The investigated sedimentary interval is composed by three cores recovered on the Salerno continental platform: the C90-1m core for the uppermost part (40°35,76'N; 14°42,48'E; 103.4m water depth), the C90 core (40°35,76'N; 14°42,38'E; 105m water depth) and finally the C836 record for the lower part of the sequence (40°35,98'N; 14°42,47'E; 110m water depth).

The correlation between cores C90 and C836 was previously proposed by Iorio et al. (2004) using magnetic susceptibility and the tS2 tephra layer (79 AD eruption) occurrence (Sacchi et al., 2005;

Insinga et al., 2008). The proposed correlation is supported by paleosecular variation (PSV) record performed in both cores (Iorio et al., 2004). The upper core C90-1m has been correlated with the uppermost part of cores C90 and C836, using magnetic susceptibility records and the occurrence of tS1 tephra layer. This tephra is widely recorded in the Salerno Gulf (Budillon et al., 2005; Insinga et al., 2008; Sacchi et al., 2009).

The resulting sedimentary succession consists of 5.85 m of hemi-pelagic deposits and contains eight volcanoclastic layers labelled from tS1 to tS4 $\beta$  (according to Insinga et al., 2008).

### **A high-resolution multi-proxy age model**

The generated multi-proxy age model is based on the integration of AMS  $^{14}\text{C}$  radiocarbon data,  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  radionuclides, tephrostratigraphy, calcareous plankton data and oxygen isotope stratigraphy.

Additional tie points are: i) the occurrence of the planktonic foraminifera and calcareous nannofossil combined with the  $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$  oscillations that allow to recognize between 443 and 436 cmcd the Bölling-Allerod (B/A) event, between 436 cmcd and 428 cmcd the Younger Dryas (Y/D) event, and between 419 cmcd and 367 cmcd the time interval associated to the deposition of Sapropel S1 in the eastern Mediterranean basin. The sapropel S1 planktonic assemblages have been documented although, the classic lithological signature with dark and organic rich laminated of sapropel sediments is not recognisable, following criteria reported by literature (Capotondi & Vigliotti, 1999), Negri et al. (1999) and Sprovieri et al. (2003), in different sectors of the central Mediterranean area.

For the base and top of sapropel S1 interval, we adopted the ages of  $10.8\pm 0.4$  kyr BP and  $6.1\pm 0.5$  kyr BP respectively, as proposed by De Lange et al. (2008), while an age of 8.2ky has been used for the middle point of S1 like event (Rohling and Pälike, 2005).

Interpolation between consecutive tie points was carried out by a cubic spline function that guaranteed limited loss of amplitudes at higher frequencies and reduced bias effect. The age-depth relationship for the studied record indicates a progressive decrease in average sedimentation rate from the top core down to the base from 20cm/100yr to 0.34cm/100yr.

### **Discussion and conclusions**

The high-resolution and multi-proxy investigation of the studied record provides a unique opportunity to: i) investigate, at century to millennial scale, the paleoclimate/paleoceanographic events that occurred in the central Mediterranean basin during the late Quaternary and ii) correlate the events with global and/or regional changes.

Particularly, we compared our dataset with those of Cacho et al. (2001) from the north-east sector of Sicily (successively reported by Sbaffi et al., 2004) and from the Alboran Sea and with the NGRIP and GISP2 Greenland ice-core records. This approach gave us the opportunity to insert the paleoclimate events recorded in the composite succession within a regional and global climatic framework.

Evidence of the Neolithic event, between 5.94 kyr BP and 3.85 kyr BP, is characterised by a distinct warm phase associated with the Copper age, here dated between 4.28 kyr BP and 4.12 kyr BP. Moreover, the two cold phases associated to the Bond cycle B4 and B3 (between 5.94-5.20 kyr BP and 4.12-3.85 kyr BP, respectively) have been recorded. Also the warm Bronze (3.71 kyr BP-3.24 kyr BP) and Golden (2.57 kyr BP-2.14 kyr BP) phases have been punctuated by relatively colder and dryer phases associated to the Bond cycle B2 (between 3.24 kyr BP-2.57 kyr BP). During the late Holocene, evidence of the transition between the Medieoval Warm Period (MWP) and Little Ice Age (LIA), dated at 1462AD, definitively mark the onset of a new important cool climatic phase

(LIA) and represent the last global-scale rapid climate change (RCC) event of Mayewski et al. (2004). This latter transition is strongly marked by a progressive planktonic foraminiferal turnover between carnivore species and herbivore-opportunistic ones, possibly, associated to a change in food availability in the water column due to an increase of continental runoff. In the late Holocene, during the LIA event (from 1462 AD to 1940 AD) significant and abrupt enrichment and depletion in the  $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$  signal allowed us to identify the five Wolf, Spörer, Maunder, Dalton and Damon cold phases as direct response to oscillations of solar activity.

No evidence of modern global warming emerge from the available dataset. On the other hand, the effects of human impact on the marine environmental ecosystem, associated with the building of the dam on the Sele River (Salerno Gulf) at 1934 AD, are clearly reflected on the structure of the calcareous plankton assemblage and isotope records.

Mass balance calculations applied to the  $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ , constrained in terms of sea surface temperatures by data reported by Di Donato et al. (2010) from a coeval close sedimentary record provided new insights on secular changes in hydrological regimes of the Tyrrhenian sea during the late Quaternary and particularly during key intervals of the Holocene.

## REFERENCES

- Budillon, F., Violante, C., Conforti, A., Esposito, E., Insinga, D., Iorio, M., Porfido, S., 2005. Event beds in the recent prodelta stratigraphic record of the small flood-prone Bonea stream (Amalfi Coast, Southern Italy). *Marine Geology* 222–223, 419–441.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperatures during the last 25,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52.
- Capotondi L., Vigliotti L., 1999. Magnetic and microfaunistic characterization of late Quaternary sediments in the Western Mediterranean (ODP Leg 161). Inference on sapropel formation and paleoceanographic evolution. In: R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station TX, 161, pp. 505-518.
- De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Principato, M.S., Erba, E., Corselli, C., 2008. Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature* 1, doi:10.1038/ngeo283.
- Di Donato, V., Esposito, P., Russo-Ermolli, E., Scarano, A., Cheddadi, R., 2008. Coupled atmospheric and marine palaeoclimatic reconstruction for the last 35 kyr in the Sele Plain-Gulf of Salerno area (southern Italy). *Quaternary International* 190, 146-157.
- Incarbona, A., Di Stefano, E., Patti, B., Pelosi, N., Bonomo, S., Mazzola, S., Sprovieri, R., Tranchida, G., Zgozi, S., Bonanno, A., 2008. Holocene millennial-scale productivity variations in the Sicily Channel (Mediterranean Sea). *Paleoceanography* 23, PA3204, doi:10.1029/2007PA001581.
- Insinga, D., Molisso, F., Lubritto, C., Sacchi, M., Passariello, I., Morra, V., 2008. The proximal marine record of Somma–Vesuvius volcanic activity in the Naples and Salerno bays, Eastern Tyrrhenian Sea, during the last 3 kyrs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177 170-186.
- Iorio, M., Sagnotti, L., Angelino, A., Budillon, F., D'Argenio, B., Turell Dinares, J., Macri, P., Marsella, E., 2004. High-resolution petrophysical and paleomagnetic study of late-Holocene shelf sediments, Salerno Gulf, Tyrrhenian Sea. *Holocene* 14, 433-442.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.J., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255
- Negri, A., Capotondi, L., Keller, J., 1999. Calcareous nannofossils, planktonic foraminifera and oxygen isotopes in the late Quaternary sapropels of the Ionian Sea. *Mar. Geol.* 157, 89–103.
- Piva, A., Asioli, A., Schneider, R.R., Trincardi, F., Andersen, N., Colmenero-Hidalgo, E., Dennielou, B., Flores, J.A., Vigliotti, L., 2008a. Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESS1 borehole PRAD1-2, central Adriatic, for the last 370 ka: Integrated Stratigraphy. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (1): Q01R01, doi:10.1029/2007GC001713.

- Piva, A., Asioli, A., Trincardi, F., Schneider, R.R., Vigliotti, L., 2008b. Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean). *The Holocene* 18 (1), 153-167.
- Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Hayes, A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., 2002. Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Climate Dynamics* 18, 587-593.
- Rohling, E.J., Pälike, H., 2005. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature* 434, 975-979.
- Sacchi, M., Insinga, D., Milia, A., Molisso, F., Raspini, A., Torrente, M.M., Conforti, A., 2005. Stratigraphic signature of the Vesuvius 79 AD event off the Sarno prodelta system, Naples Bay. *Marine Geology* 222–223, 443–469.
- Sacchi, M., Molisso, F., Violante, C., Esposito, E., Insinga, D., Lubritto, C., Porfido, S., Tóth, T., 2009. Insights into flood-dominated fan-deltas: very high-resolution seismic examples off the Amalfi cliffed coasts, eastern Tyrrhenian Sea. *Geological Society, London, Special Publications* 322, 33-71.
- Sanchez-Goni, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S., Duprat, J., 2008. Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1136-1151.
- Sbaffi, L., Forese, C.W., Curzi, G., Zoppi, U., 2004. Millennial to centennial-scale palaeoclimatic variations during Termination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change*, 40, 201-217.
- Sprovieri R., Di Stefano E., Incarbona A., Gargano, M.E., 2003. A high-resolution of the last deglaciation in the Sicily Channel based on foraminiferal and calcareous nannofossil quantitative distribution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 202, 119-142.
- Triantaphyllou, M.V., Antonarakou, A., Kouli, K., Dimiza, M., Kontakiotis, G., Papanikolaou, M.D., Ziveri, P., Mortyn, P.G., Lianou, V., Lykousis, V., Dermitzakis, M.D., 2009. Late Glacial–Holocene ecostratigraphy of the south-eastern Aegean Sea, based on plankton and pollen assemblages. *Geo-Mar Lett.*, 29, 249–267.

ANTONIOLI F. (ENEA Roma), ANZIDEI M. (INGV Roma), CHIOCCI F. (Sapienza Università di Roma), FURLANI S. (Università di Trieste), GAZZONI V. (Università di Ferrara), LO PRESTI V. (Università di Palermo), PAGLIARULO R. (CNR Bari), SCICCHITANO G., SPAMPINATO C. (Università di Catania): *Human settlements in the Mediterranean and the sea level changes from 12 ka to the present*

Understanding past sea-level change plays an important role in determining the underlying causes, and also allows the extrapolation of past sea levels to locations and epochs for which there are no instrumental data. A compilation of global sea-level estimates based on deep-sea oxygen isotope ratios at millennial-scale resolution or higher was published since '70. These global sea level curves do not take in account isostasy and tectonics.

Observed sea level change can be reconstructed from dated fossils, coral reef terraces, speleothems, emerged and forming terraces on coastal areas, archaeological and other markers well connected with sea level. Because of the lack of coral reefs in the Mediterranean sea, results on late Quaternary sealevel changes have been difficult to obtain in comparison with typical sites such as Barbados, the Huon Peninsula, Tahiti, Florida and others. On the contrary the very low tidal range of Mediterranean seas offers a good opportunity to produce precise observations and considerations on climatic change.

As regard the last highstand (Holocene), sea level change is the sum of eustatic, glacio-hydro-isostatic, and tectonic factors. The first is time-dependent while the latter two also vary with location. This means that at the same time slices the relative sea level (the sum of 3 different movements) should be different in different coastlines.

Coastal settlements and maritime installations built in antiquity provide important insights into sea-level changes during past millennia. Reconstructions of historical sea-level change using archaeological coastal sites are particularly effective in the Mediterranean sea, whose coastlines still preserve remnants of human activity since the last glacial maximum. The first pioneering results on sea level changes from archaeological indicators in the Mediterranean were published during the '70s (Flemming, 1969; Schmiedt, 1974; Pirazzoli, 1976), but new and more detailed results arise for the Mediterranean during the last decade (Lambeck et al., 2004; Antonioli et al., 2007; Anzidei et al., 2011a, b) Unfortunately, despite the large number of archaeological remains in the Mediterranean, only a part of them can be used to obtain reliable information on their former relationship to sea level. Limitations arise as a result of their uncertain use, poor preservation, or because they were built in geologically unstable areas which produce local disturbances. Although

the oldest known archaeological site useful to constraints the sea-level change in the Mediterranean starts with the 22 ka flooded paintings of Cosquer cave (Southern France) today 37 m below sea level (Clottes et al., 1997), particularly valuable are the roman age coastal sites. Fish tanks, piers and harbors constructions, generally dated between the 1<sup>st</sup> century BC and the 1<sup>st</sup> century AD, are very precise indicators (Schmiedt, 1974; Lambeck et al., 2004; Antonioli et al., 2007; Anzidei et al., 2011a,b). Quarries carved along the coastlines and located nearby fish tanks and harbors or villas of similar age, can provide additional data on past water level, as well as information on their elevation above sea level, although these alone are less precise indicators (Flemming, 1969).

Here we present a data set of the maritime archaeological sites placed along the coasts of the Mediterranean sea, that have been used to estimate the sea level changes since the last 12 ka cal BP. Data were collected during direct observations and based on the archaeological literature and compared with predicted slr curves (Lambeck et al., 2011). Surveys were performed by teams consisting of geologists, geophysicists and archaeologists. Field measurements were collected through mechanical (invar rod), optical or electronic methods, during calm sea with null wave action. Elevations are related to the sea-level position at the time of measurements.

We describe some case study of sea level change and palaeocoastline variations. For the **Mesolitic** age we provide some consideration about dietary habits in some sites in Trentino and Veneto in relation with coastline variations (Gazzoni 2011). We describe some caves emerged and flooded by the sea containing food remains in Sicily (Antonioli 1997; Antonioli et al., 1994; Antonioli et al., 2011 Spalshcos EU project unpublished data) in Latium (Riparo Blanc, Ferranti et al 1996) and a palaeoreconstruction of Mesolitic coastline in the Olbia gulf (Porqueddu et al., 2011).

For the **Neolithic** age we illustrate the Grotta Verde in Sardinia (Antonioli et al., 1996) where Neolithic age burials were found at -8.5 m flooded by the sea. For the Pianosa island (Antonioli et al., 2011) we describe the Neolithic radiocarbon findings and the consequent connection with the Tuscany. For the Croatia coast we show the site of Pakostane (Radic and Antonioli 2008) with submerged woods radiocarbon aged and ceramics at -5 m (unpublished data). For the **Bronze** age we describe the Ognina (Scicchitano et al., 2008) site with bollard and a tomb floor, presently submerged. For Malta we describe some submerged pits (Furlani et al submitted). For the **Punic** age we describe the breakwater of Malfatano in Sardinia (Antonioli et al., 2007). Around most of the Mediterranean coastline we describe many different markers well connected with sea level (Fish tanks, Harbour, Bollards, ecc.) (Auriemma and Solinas, 2009) For **Greek, Etrusc and Roman** age, we present results for Croatia, Slovenia, Greek, Turkey, Israel, Libya, Tunisia, Spain and Italy (Serafim et al.,

2009, Lambeck et al 2004, Anzidei et al 2011a e b, Rovere et al., 2011, Porqueddu et al., 2011, Scicchitano et al., 2011, Florido et al., 2011). For **Middle age** (about 1000 years BP) we show the use archaeological markers of Crusader period in Israel (Toker et al EPSL) and, using the rebuilt of different floor of the Bari Basilica, (Pagliarulo et al submitted) we obtained the sea level since 1 ka BP. For the last **4-500** years BP we describe the use of Millstones as indicator of relative sea level changes in Calabria (Lo Presti et al., in progress).

## References

- Antonioli F., Belluomini G., Ferranti L., Improta S. (1994) Il sito preistorico dell'arco naturale di Capo Zafferano (Sicilia). Aspetti geomorfologici e relazione con le variazioni del livello del mare. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 7 (1) 109-118.
- Antonioli F. (1997) - Problematiche relative alle variazioni recenti del livello del mare e sue interazioni con le comunità preistoriche. *Prima Sicilia, alle origini della società siciliana*. a cura di Sebastiano Tusa, 146-155. Ediprint Palermo.
- Antonioli F., Ferranti L. & Lo Schiavo F. (1997) The submerged Neolithic burials of the grotta Verde at Capo Caccia (Sardinia, Italy) implication for the Holocene sea-level rise. *Memorie Descrittive del Servizio Geologico Nazionale*, 52 329-336.
- Antonioli F., Anzidei M., Auriemma R., Gaddi D., Furlani S., Lambeck K., Orrù P., Solinas E., Gaspari, A., Karinja, S., Kovačić V., Surace L., (2007). Sea level change during Holocene from Sardinia and northeastern Adriatic (Central Mediterranean sea) from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Review*, 26, 2463–2486.
- Antonioli F., Anzidei M., Lambeck K., Auriemma R., Gaddi D., Furlani S., Orrù P., Solinas E., Gaspari, A., Karinja, S., Kovačić V., Surace L., (2007). Sea level change in Italy during Holocene from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Revue*, 26, 2463-2486.
- Antonioli F., Castagnino E.F., Chiocci F., (2011) Collaboration between geoscience and archaeology: state of the art for the Italian coast. *SPLASHCOST, Berlin Meeting, April 11, 2011*.
- Antonioli F., M. D'Orefice, S. Ducci, M. Firmati, L.M. Foresi, R. Graciotti, M. Pantaloni P. Perazzi, C. Principe (2011) Palaeogeographic reconstruction of northern Tyrrhenian coast using archaeological and geomorphological markers at Pianosa island (Italy). *Journal of Quaternary International*, 232.
- Anzidei M., Antonioli F., Benini A., Lambeck K., Soussi M. (2011b) New insights on the relative sea level change during Holocene along the coasts of Tunisia and Libya from archaeological and geomorphological markers. *Journal of Quaternary International* 232.
- Anzidei M., Antonioli F., Benini A., Lambeck K., Sivan D., (2011a). Relative sea level change during late holocene along the coasts of Turkey and Israel from archaeological and geomorphological markers. *Journal of Quaternary International*, 232.
- Anzidei, M., Antonioli, F., Lambeck, K., Benini, A., Soussi, M., (2011). New insights on the relative sea level change during Holocene along the coasts of Tunisia and western Libya from archaeological and geomorphological markers. *Quaternary International*, 232.
- Auriemma, R., Solinas, E., 2009. Archaeological remains as sea level change markers: a review. *Quaternary International* 206, 134-146.
- Clottes J., Courtin, J. Collina-Girard, M. Arnold, H. Valladas, (1997) News from Cosquer Cave: climatic studies recording, sampling, dates, *Antiquity* 71 321-326.
- Ferranti L., Antonioli F (1994) La grotta sommersa ed il riparo Blanc a san Felice Circeo. *Memorie della Soc. Speleologica Italiana*.
- Flemming, N.C. Webb, C.O., 1986. Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10,000 years derived from archaeological data. *Zeitschrift Geom.*, 62, 1–29.
- Florido E, Auriemma R., Faivre S., Radic Rossi I., Antonioli F. (2011) Istrian And Dalmatian fishtanks as sea level markers. *Journal of Quaternary International*, 232.



- Furlani S. Fabrizio Antonioli, Sara Biolchi, Timothy Gambin, Ritienne Gauci, Valeria Lo Presti, Marco Anzidei, Stefano Devoto, Mariarita Palombo, Attilio Sulli (submitted) Relative sea level change in Malta. *Journal of Quaternary International*.
- Gazzoni V. (2011). Contributo alla ricostruzione delle identità regionali e della differenziazione sociale presso i gruppi di cacciatori-raccoglitori paleo-mesolitici. Studio della ritualità funeraria in Italia e Francia e analisi degli isotopi stabili sul campione umano del versante alpino sud-orientale, Dottorato in Scienze e Tecnologie per l'Archeologia e i Beni Culturali, ciclo XXIII, Tutore: F. Fontana, Università degli Studi di Ferrara, 586 p.
- Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A. and Esposito, E., 2004. Sea level in Roman time in the central Mediterranean and implications for modern sea level rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 224: 563-575.
- Lambeck K., Antonioli F., Anzidei M., Ferranti L., Leoni G., Silenzi S., Scicchitano G., (2011) Sea level change along Italian coast during Holocene and a projection for the future. *Journal of Quaternary International*, 232.
- Lo Presti V., Antonioli F., Scicchitano G., Spampinato C., Ronchitelli A. (in progress) the millstones quarry as relative sea level indicator in Calabria.
- Pagliarulo R., Antonioli F., Anzidei M., (submitted) Sea level changes since Middle Ages along the coast of Adriatic Sea: the case of St. Nicholas Basilica in Bari (Southern Italy). *Journal of Quaternary International*.
- Pirazzoli P.A., Sea level variations in the northwest Mediterranean during Roman times, *Science* 194 (1976) 519– 521.
- Porqueddu A., Antonioli F., D'Orlando Rubens, Virgilio Gavini, Egidio Trainito, Verrubbi V., (2011) Relative sea level change in Olbia Gulf (Sardinia, Italy), a historically important Mediterranean harbour, *Journal of Quaternary International*, 232.
- Radic I, Antonioli F., (2008) The site of Pakostane. European Archeological Congress, Malta 2008.
- Rovere A., Antonioli F., Enei F., Giorgi S. (2011). Relative sea level change at the archaeological site of Pyrgi during last 7 millennia, *Journal of Quaternary International*, 232.
- Schmiedt, G., 1974. Il livello antico del mar Tirreno. Testimonianze da resti archeologici. E. Olschki Eds., Firenze, 323 pp.
- Scicchitano G, Lopresti V, Spampinato C., Antonioli F., Ferranti L., Gasparo M, Monaco C., (2011). Millstones as indicators of relative sea level changes in northern Sicily and southern Calabria coastlines. *Journal of Quaternary International*, 232.
- Scicchitano G., Antonioli F., Castagnino Berlinghieri E F., Dutton A., Monaco C. (2008). Submerged archaeological sites along the Ionian coast of south-eastern Sicily and implications with the relative sea level change during the late Holocene. *Quaternary Research*.
- Serafim E. Poulos, George Ghionis, Hampik Maroukian (2009) Sea-level rise trends in the Attico–Cycladic region (Aegean Sea) during the last 5000 years. *Geomorphology* 107 10–17.
- Toker, E. D. Sivan, E. Stern, B. Shirman M. Tsimplis, G. Spada (accepted) Evidence for centennial scale sea level variability during the Medieval Climate Optimum (Crusader Period) in the eastern Mediterranean. *EPSL*.

Andrea ZERBONI, Mauro CREMASCHI (Università di Milano): *Il significato paleoclimatico dei carbonati continentali olocenici centro-sahariani: memoria delle forzanti orbitali e di eventi climatici rapidi*

## INTRODUZIONE

I depositi carbonatici continentali sono stati spesso utilizzati come archivi di proxy data per le variazioni climatiche quaternarie. Ottimi risultati sono stati ottenuti anche nelle regioni aride e semiaride dove, molto spesso, la sola presenza di rocce carbonatiche la cui formazione richiede una elevata disponibilità idrica è di per sé un prezioso dato, che testimonia differenti condizioni climatico-ambientali avvenute nel passato.

Le ricerche paleoclimatiche svolte nel Sahara centrale (SW Libia) hanno ottenuto importanti risultati, permettendo di evidenziare le variazioni climatiche avvenute nella regione durante l'Olocene antico e medio (CREMASCHI & ZERBONI, 2009). Più recentemente, ulteriori informazioni dettagliate sono giunte dallo studio di sedimenti carbonatici depositatisi sia in ambiente lacustre, presso bacini ora estinti localizzati tra i campi di dune, sia presso antiche sorgenti in aree montane (ZERBONI, 2006; CREMASCHI *et alii*, 2010). Lo studio isotopico e geocronologico di questi sedimenti carbonatici, legati ad archivi paleoidrologici molto sensibili alle variazioni climatiche, hanno permesso di identificare l'inizio e la conclusione del periodo umido africano nella regione e di correlarli con quanto avvenuto su scala continentale e globale e, in ultima analisi, con la variazione dei parametri orbitali; inoltre, la buona risoluzione dei dati ha permesso di identificare gli effetti sull'ambiente di un evento climatico ad alta frequenza.

## AREA DI STUDIO

L'area di studio è localizzata nel SW Fezzan, regione libica al confine con l'Algeria, tra le coordinate 24° e 26° latitudine N. Dal punto di vista geologico la regione corrisponde al bacino di Murzuq, costituito da arenarie Paleozoiche e Mesozoiche; il paesaggio attuale è composto da rilievi monoclinali intervallati da valli ed aree pianeggianti, occupate da campi di dune. Il clima è iperarido: le temperature medie annue superano i 30°C, mentre le precipitazioni medie annue sono inferiori a 20 mm. Il clima attuale, così come quello del passato, è governato dalla periodica migrazione della zona di convergenza intertropicale (ITCZ), che si esplica nella espansione e contrazione della fascia monsonica africana (GASSE, 2000). Nonostante l'attuale aridità, durante gli interglaciali Pleistocenici e la prima parte dell'Olocene il Sahara centrale ha goduto di intense precipitazioni che hanno permesso la ricarica degli acquiferi superficiali (CREMASCHI & ZERBONI, 2009).

## MATERIALI E METODI

I depositi carbonatici di sorgente (*calcareous tufa*) e quelli lacustri sono stati individuati e campionati durante le ricognizioni geoarchologiche svolte nell'ambito della Missione Archeologica nell'Acacus e Messak. I *calcareous tufa*, rinvenuti nelle aree più interne del massiccio Tadrart Acacus, sono stati datati attraverso lo studio del decadimento della serie dell'Uranio, utilizzando un multicollettore ICP-MS (CREMASCHI *et alii*, 2010). Depositi carbonatici precipitati in ambiente lacustre sono stati identificati sotto forma di terrazzi e *yardangs* residuali nei bacini interdunali dell'edeyen di Murzuq. La cronologia dei depositi lacustri è stata fornita da datazioni <sup>14</sup>C (convenzionali o AMS) ottenute su depositi ricchi in sostanza organica localizzati alla base, al tetto oppure intercalati alle sequenze carbonatiche (ZERBONI, 2006). Le datazioni al radiocarbonio sono state calibrate (2σ di precisione) utilizzando la curva INTCAL04 (REIMER *et alii*, 2004). Per

entrambe le tipologie di depositi, sono state analizzate le miscele degli isotopi stabili di Carbonio ed Ossigeno. Gli isotopi sono stati misurati attraverso uno spettrometro di massa ThermoFinnigan Delta<sup>plus</sup>XI; i risultati ottenuti sono riportati in ‰, utilizzando come standard di riferimento il VPDB (Vienna PeeDee Belemnite). Infine, i sedimenti lacustri sono stati osservati al SEM per accertarne l'origine per precipitazione in acqua ed escludere l'accumulo detritico di carbonato.

## RISULTATI

Numerosi affioramenti di *calcareous tufa* sono stati identificati nel Tadrart Acacus, in corrispondenza del contatto tra rocce permeabili (arenarie) e argilliti poco o per nulla permeabili (CREMASCHI *et alii*, 2010). La loro posizione indica la presenza di antiche sorgenti, mentre la formazione di tali rocce richiede condizioni di saturazione idrica, nonché la presenza di una copertura pedologica tale da garantire il necessario apporto di CO<sub>2</sub> alle acque sotterranee. Numerose datazioni U/Th (fig. 1) permettono di collocare la deposizione di tali carbonati di sorgente nell'Olocene antico (tra 9600 e 8000 anni BP); dato l'elevato contenuto iniziale di U, le datazioni ottenute sono da ritenersi molto affidabili e solo in pochi casi si è reso necessaria una correzione per il Th detritico. L'indagine geochimica sulle miscele di isotopi stabili (ZERBONI, 2006; CREMASCHI *et alii*, 2010) ha dato risultati compatibili con condizioni ambientali decisamente umide, supportando, per il periodo di deposizione dei *calcareous tufa*, l'esistenza di maggiori precipitazioni, nonché la presenza di un suolo vegetato. Più in dettaglio, i transetti isotopici ottenuti per serie continue hanno permesso di evidenziare un trend caratterizzato da condizioni maggiormente umide durante la prima fase di deposizione (fig. 1), tra 9600 e 8800 anni BP ( $\delta^{18}\text{O}$  compreso tra -12 e -9‰), seguite da una fase di progressivo aumento dei valori di  $\delta^{18}\text{O}$  (fino a -2‰), culminata con l'interruzione della sedimentazione. L'aumento dei valori di O è interpretabile come una diminuzione di intensità delle precipitazioni; per la medesima fase i dati  $\delta^{13}\text{C}$  indicano la diminuzione nel tasso metabolico del suolo superficiale e il passaggio da vegetazione dominata da piante C3 verso una associazione di piante con C4 preponderanti.

Evidenze di laghi piezometrici sono state rinvenute in tutti i campi di dune del Sahara centrale; queste includono depositi molto ricchi in sostanza organica, interpretabili come facies litorali o di fondali anossici, e depositi carbonatici, legati alla precipitazione diretta di carbonato di Calcio in condizioni bacinali. Questi ultimi, pur essendo comuni, solo nelle depressioni interdunari dell'edeyen di Murzuq sono stati rinvenuti in forma di terrazzi e yardangs che raggiungono un paio di metri. Le sequenze carbonatiche sono state datate e i risultati evidenziano, per quanto riguarda l'Olocene, due fasi di sedimentazione. La prima, compresa tra circa 10500 e 8200 anni cal. BP, è seguita da alcuni secoli di interruzione della deposizione con probabile essiccazione dei bacini; il secondo ciclo di attività dei laghi interdunari è datato tra 7800 e 5500 anni cal. BP.

Presso il sito MT126 (fig. 2) è localizzata una sequenza, erosa nella parte superiore, che copre la prima fase di attività lacustre; la serie è potente 1,5 m ed è costituita da fanghi carbonatici massivi, poco cementati e ricchi in molluschi, poggianti su sabbie organiche. Le analisi sedimentologiche (ZERBONI, 2006) mostrano come i depositi siano costituiti principalmente da carbonato, con percentuali che variano tra 85 e 95%; la frazione organica (TOC) non supera mai il 2%, mentre le indagini al SEM dimostrano come il residuo non carbonatico sia costituito da sabbia eolica e diatomee. I valori di  $\delta^{18}\text{O}$  permangono assai negativi (tra -5 e -3‰) per l'intera sezione, mentre i valori di  $\delta^{13}\text{C}$  crescono verso il tetto della sequenza seguendo l'andamento del TOC. I molluschi identificati nella sequenza sono rappresentati da *Biomphalaria pfeifferi*, *Bulinus truncatus*, *Lymnea natalensis* e *Afrogyrus oasiensis*. Il secondo ciclo di sedimentazione è stato indagato presso il sito M4/148 (fig. 2); la sequenza è spessa circa 2 m, alla base e al tetto sono localizzati strati più sabbiosi e arricchiti in sostanza organica. Le analisi (ZERBONI, 2006) mostrano

un contenuto medio di carbonati che decresce dalla base al tetto e si aggira attorno all'80%; il TOC è compreso tra 0,3 e 1,5 %, mentre la frazione sabbiosa è maggiormente rappresentata rispetto alla sequenza precedente. La curva del  $\delta^{18}\text{O}$  è compresa tra -2 e 0‰, mentre quella del  $\delta^{13}\text{C}$  mostra valori positivi. La malacofauna è composta quasi esclusivamente da *Biomphalaria pfeifferi* e *Bulinus truncatus*.

I dati raccolti evidenziano sostanziali differenze tra le due fasi di sedimentazione lacustre, interrotte da un periodo di marcata aridità (CREMASCHI & ZERBONI, 2009). La fase databile all'Olocene antico è caratterizzata da maggiore precipitazione di carbonato di Calcio autigenico e da valori molto negativi per il  $\delta^{18}\text{O}$ ; questi indicano la presenza di acque dolci (o al massimo oligoaline) e un rapporto evaporazione/precipitazioni molto basso. Tale osservazione è confermata dal contenuto malacologico che include specie (*Lymnea* e *Afrogyrus*) poco tolleranti ad aumenti della salinità e a fluttuazioni del livello dei bacini (GIROD, 2005). Al contrario, la seconda fase lacustre è caratterizzata da minore produzione di carbonato e valori più elevati di  $\delta^{18}\text{O}$  che testimoniano un aumento nel rapporto tra evaporazione e intensità delle piogge. Il passaggio a bacini lacustri soggetti a fluttuazioni stagionali e aumento della salinità è confermato dalla malacofauna, costituita principalmente da specie molto resistenti a periodi di siccità (GIROD, 2005).

## CORRELAZIONI E CONCLUSIONI

I depositi carbonatici continentali localizzati nel Sahara centrale testimoniano una prolungata fase olocenica con condizioni climatico-ambientali maggiormente umide rispetto alle attuali; l'instaurarsi e perdurare di tali condizioni sono legati all'espansione del dominio di influenza delle perturbazioni monsoniche africane che si originano nel Golfo di Guinea (GASSE, 2000; CREMASCHI & ZERBONI, 2009). La cronologia ottenuta su base radiometrica permette di collocare l'avvio della fase umida al primo Olocene, in accordo con quanto indicato da altri archivi paleoidrologici distribuiti nell'Africa sahariana e sub-sahariana: espansione olocenica del lago Chad e aumento del livello della maggior parte dei laghi nel Sahara meridionale, nel Sahel e nella zona sub-sahariana (GASSE, 2000). I dati isotopici mostrano come la massima intensità delle precipitazioni monsoniche sulla regione sia stata raggiunta nel corso dell'Olocene antico. Le piogge monsoniche, interrotte brevemente attorno a 8000 anni cal. BP da una fase arida, sono progressivamente diminuite durante l'Olocene medio, fino alla quasi completa interruzione attorno a 5500 anni cal. BP. Questo momento è riconosciuto in tutto il Sahara come il termine della fase umida olocenica e l'instaurarsi delle condizioni iperaride (MAYEWSKI *et alii*, 2004). Inoltre, è interessante notare come, su scala globale, i dati ottenuti dai carbonati centro-sahariani trovino buona correlazione sia con l'instaurarsi dell'*Optimum* climatico, sia con il successivo passaggio al Neoglaciale (MAYEWSKI *et alii*, 2004). Entrambi gli archivi presi in considerazione hanno permesso di identificare un momento di aridità attorno a 8200-8000 anni cal. BP. Questo evento, noto a scala globale come 8.2 BP *cold event* (ALLEY *et alii*, 1997), è stato scatenato dall'interruzione della circolazione termoalina nell'oceano Atlantico in seguito all'improvviso svuotamento dei laghi della Laurentide. Ciò ha portato all'abbassamento della temperatura superficiale nel Golfo di Guinea e alla diminuzione dell'evaporazione (WIERSMA & RENSSSEN, 2006); la conseguente diminuzione di intensità delle perturbazioni monsoniche ha provocato l'interruzione delle precipitazioni sulla regione sahariana.

In conclusione, è possibile osservare che la sedimentazione di *calcareous tufa* e limniti carbonatiche nel Sahara centrale è direttamente correlabile alle modificazioni climatiche (intensità delle precipitazioni) avvenute nell'Olocene. Le piogge monsoniche hanno raggiunto la massima intensità all'inizio dell'Olocene, decrescendo progressivamente fino al minimo corrispondente alla fine del Periodo Umido Africano; questo trend è correlabile alle variazioni della radiazione solare

estiva che ha avuto il proprio massimo all'inizio dell'Olocene (BERGER & LOUTRE, 1991), e conferma l'importanza delle forzanti climatiche di origine orbitale. Inoltre, il record considerato ha registrato un evento climatico di breve durata (8.2 BP event); pertanto, i carbonati continentali centro-sahariani possono avere memoria anche degli eventi ad alta frequenza (o *rapid climate changes* – RCC) che hanno perturbato i cicli climatici olocenici.

## BIBLIOGRAFIA

- ALLEY R.B., MAYEWSKI P.A., SOWERS T., STUIVER M., TAYLOR K.C. & CLARK P.U. (1997) - *Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 years ago*. *Geology*, **25**, 483-486.
- BERGER A. & LOUTRE M.-F. (1991) - *Insolation values for the climate of the last 10 million years*. *Quaternary Science Reviews*, **10**, 297-317.
- CREMASCHI M. & ZERBONI A. (2009) - *Early to middle Holocene landscape exploitation in a drying environment: two case compared from the central Sahara (SW Fezzan, Libya)*. *C.R. Geoscience*, **341**, 689-702.
- CREMASCHI M., ZERBONI A., SPÖTL C. & FELLETTI F. (2010) - *The calcareous tufa in the Tadrart Acacus Mt. (SW Fezzan, Libya). An early Holocene paleoclimate archive in the central Sahara*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **287**, 81-94.
- GASSE F. (2000) - *Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum*. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 189-211.
- GIROD A. (2005) - *New data on Quaternary freshwater and land molluscs in the Sahara*. *Triton*, **12**, 21-30.
- MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., STAGER J.C., KARLEN W.K., MAASCH K.A., MEEKER L.D., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S., HOLMGREN K., LEE-THORP J., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R. & STEIG E.J. (2004) - *Holocene climate variability*. *Quaternary Research*, **62**, 243-255.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERTSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., BRONK RAMSEY C., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 terrestrial radiocarbon age cal.on, 0–26 cal Ky BP*. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- WIERSMA A.P. & RENSSSEN H. (2006) - *Model–data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes*. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 63-88.
- ZERBONI, A., 2006. *Cambiamenti climatici olocenici nel Sahara centrale: nuovi archivi paleoambientali*. Ph.D. Thesis, Università degli Studi di Milano.

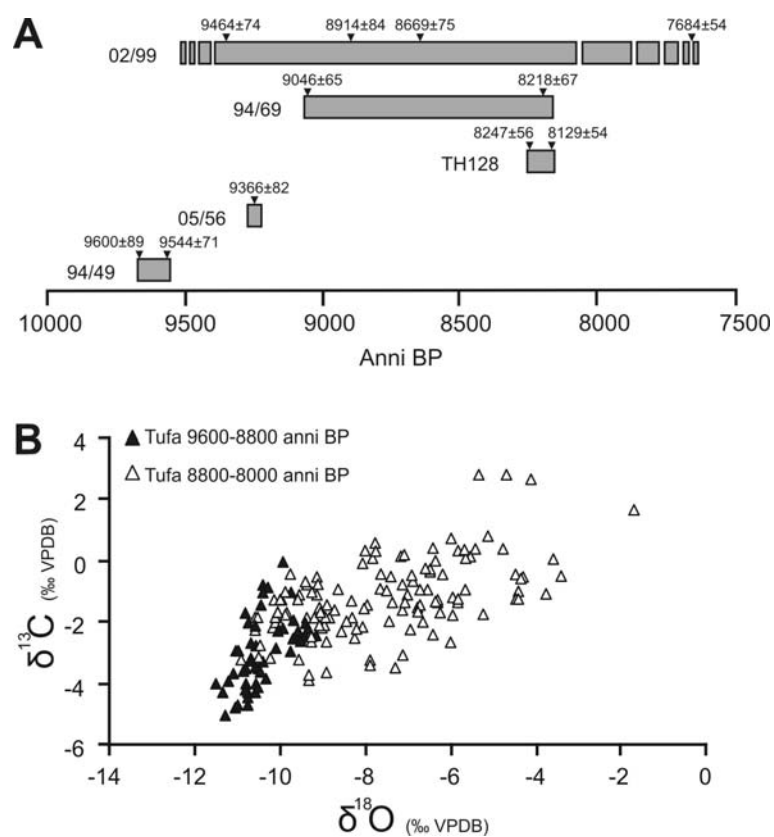


Figura 1 – (A) Cronologia della deposizione di *calcareous tufa* presso ogni sorgente. (B) Dati isotopici di C e O in base al periodo di deposizione (da CREMASCHI *et alii*, 2010).

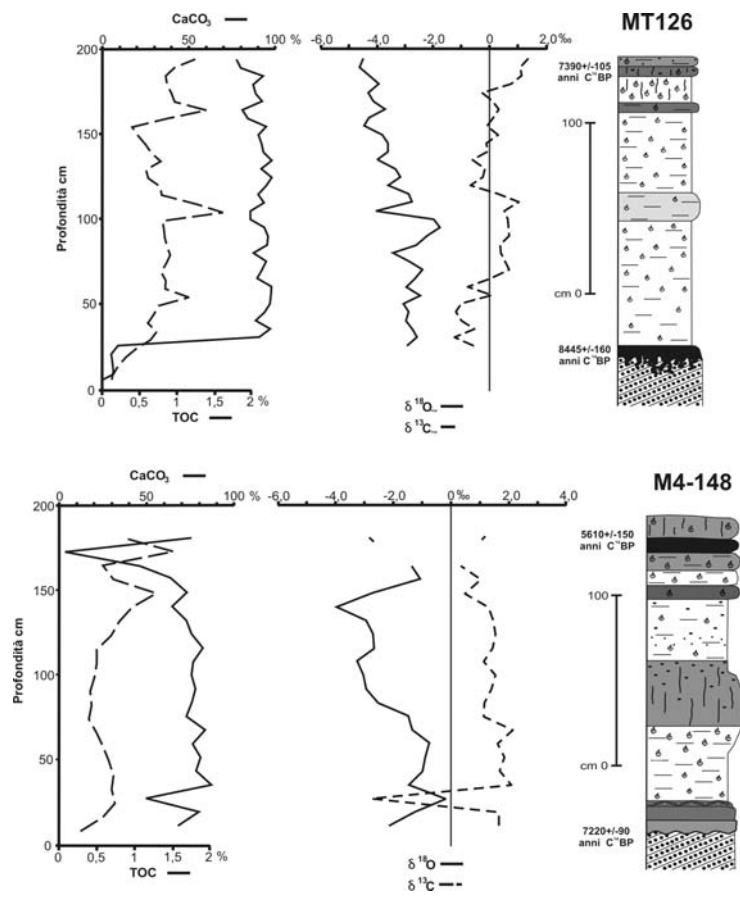


Figura 2 – Dati cronologici, sedimentologici ed isotopici per le sequenze lacustri MT126 e M4/148.

Ilaria BANESCHI (IGG-CNR Pisa), Alessia MASI, Laura SADORI, (Sapienza Università di Roma), Giovanni ZANCHETTA (Università di Pisa): *L'utilizzo degli isotopi stabili del carbonio negli studi paleoambientali in campo archeologico: l'esempio di Arslantepe (Malatya, Anatolia orientale) da 5350 a 4000 anni dal presente*

## **Introduzione**

I dati presentati sono stati ottenuti tramite l'analisi archeobotanica e degli isotopi stabili del Carbonio di macroresti vegetali carbonizzati (frutti, legni) rinvenuti in cinque fasi archeologiche del sito anatolico di Arslantepe, dal tardo calcolitico all'antica età del bronzo.

Gli obiettivi di questa ricerca sono di contribuire allo studio del sito e del paleoambiente attraverso le informazioni contenute nei reperti archeobotanici.

I risultati sono un'integrazione delle informazioni derivate dalla presenza/assenza di alcuni *taxa* vegetali e dalle caratteristiche di quelli presenti in fasi specifiche dell'insediamento e dai valori di composizione isotopica degli stessi macrofossili. Lo studio di tali macroresti può aiutare l'interpretazione della storia del sito e a capire meglio l'interazione tra l'ambiente e l'uomo. Il rapporto tra questi due fattori è fortissimo. Infatti, i comportamenti umani sono molto spesso adattati alle caratteristiche ambientali e un loro improvviso mutamento può determinare importantissimi cambiamenti nelle società, soprattutto in quelle antiche. Alcuni studi (deMenocal, 2001) hanno messo in relazione la fine delle grandi civiltà con i grandi cambiamenti climatici del passato. Le informazioni paleoclimatiche desunte da un sito archeologico e dal suo ambiente sono di grande aiuto per riconoscere i cambiamenti culturali che si sono verificati e distinguerli da quelli climatici. Arslantepe si presta molto bene a questo tipo di analisi perché le fasi prese in esame sono caratterizzate da un susseguirsi di periodi di estrema prosperità e sviluppo e da altri di grande instabilità. La maggior parte degli insediamenti identificati sono stati distrutti (e abbandonati) a causa di incendi. Questo ha permesso di avere una grande quantità di materiale archeobotanico carbonizzato, testimonianza di un momento nella vita degli abitati e, quindi, potenzialmente in grado di fornirne una istantanea della situazione ambientale e culturale.

## **Il sito**

Lo scavo di Arslantepe è uno dei Grandi Scavi Ateneo dell'Università "La Sapienza" e proprio quest'anno il Dipartimento di Scienze dell'Antichità festeggia i cinquanta anni dall'inizio degli scavi. Il sito archeologico venne chiamato così (Arslan-leone; tepe-collina) perché le prime indagini risalenti all'ottocento portarono alla luce due leoni marmorei di splendida fattura. Gli scavi hanno poi rivelato un sito dalle dimensioni impressionanti, 4 ha di estensione per 30 m di altezza. Il tell, la collina che costituisce il sito, è formata interamente da strati di abitati sovrapposti nel continuo processo di costruzione, distruzione e riedificazione. Ciò ha determinato una sequenza stratigrafica complessa che costituisce un *unicum* dal punto di vista archeologico per estensione areale e temporale (più di cinque migliaia di anni).

Il sito si trova ad appena 6 km dalla moderna città di Malatya, in Turchia. In Anatolia e in Siria si trovano molti insediamenti costituiti da colline (chiamate tell o *tepe* nella lingua del luogo) più o meno elevate che si ergono isolate sugli altipiani di queste regioni. Tali colline sono formate dalle macerie delle architetture, fatte in mattoni crudi, che, al momento della loro distruzione (volontaria o involontaria) non venivano asportate. Era più conveniente livellarne la superficie per avere di nuovo un piano pronto per essere edificato. In questo modo ad Arslantepe si sono succeduti per migliaia di anni insediamenti dalle caratteristiche ed estensioni molto diverse tra loro che hanno



reso il sito un luogo unico al mondo. I dati archeologici hanno permesso di individuare un susseguirsi di popolazioni diverse le une dalle altre. Le strutture architettoniche, le ceramiche, l'economia di sussistenza e i contatti con le popolazioni vicine sono in molti casi profondamente cambiati anche in periodi di tempo incredibilmente brevi. La costruzione della cronologia ha richiesto un approfondito studio che ha tenuto conto di tutti i dati archeologici e di decine di datazioni radiometriche.

Esistono una serie di motivazioni che rendono la piana di Malatya un luogo fondamentale nella storia dell'uomo e che spiegano il motivo per cui la vita del sito si sviluppa per quasi cinque millenni di occupazione pressoché ininterrotta. La straordinaria continuità di occupazione del *tell* dal V millennio a.C. all'età romana e bizantina (IV-VI sec. d.C.) può essere legata innanzitutto alle condizioni geografiche favorevoli in cui si trova la piana di Malatya (Frangipane e Palmieri, 1983; 1988). L'insediamento umano deve essere stato favorito e agevolato dall'abbondanza d'acqua che ha permesso un intenso sfruttamento agricolo dei fertili terreni limitrofi. Infatti, il sito è immerso in una rigogliosa pianura alimentata da abbondante acqua di falda che la rende adatta all'agricoltura sebbene si trovi immersa in un ambiente molto arido a nord della catena montuosa del Tauro. Nell'ambito dei lavori della Missione Italiana, uno studio idrogeologico condotto nelle circostanti aree del *tell* ha rilevato numerose sorgenti naturali (Marcolongo e Palmieri, 1988) la cui presenza ha reso facilmente disponibile l'acqua per l'irrigazione dei campi senza dover ricorrere a opere idriche di canalizzazione.

#### **Archeobotanica e geochimica: integrazione di due discipline**

L'archeobotanica svolge un ruolo fondamentale nel completamento dello studio archeologico soprattutto per siti complessi come quello di Arslantepe. Lo studio paleoambientale è un valore aggiunto inestimabile dal momento che arricchisce le informazioni contenute nel dato archeobotanico sotto molti aspetti. La tipologia dei resti vegetali presenti in uno scavo archeologico è fortemente influenzata dalla scelta umana. Sebbene essi siano il diretto riflesso dell'ambiente circostante non si può ignorare che siano stati selezionati dalle antiche popolazioni a seconda degli usi a cui erano destinati. A distanza di millenni non sempre è possibile discernere questa selezione tanto più se non si conoscono le caratteristiche passate del territorio. Le variazioni nell'uso di alcuni *taxa* e la presenza/assenza di altri possono dunque essere attribuiti sia alla selezione umana sia ai cambi ambientali. In ambienti semi-aridi, come la piana di Malatya, la presenza/assenza di alcuni *taxa* è indubbiamente un dato di estremo valore che dà indicazioni interessanti circa l'ambiente circostante il sito. I resti botanici si conservano raramente negli scavi archeologici a causa della loro deperibilità. Esistono alcuni casi fortuiti in cui i materiali vegetali di contesti archeologici si preservano, perlopiù attraverso l'azione del fuoco per carbonizzazione.

Lo studio degli isotopi stabili del carbonio è una fonte di informazione circa l'ambiente in cui è cresciuta la pianta indipendente dall'azione antropica e quindi molto prezioso in studi multidisciplinari tra scienze archeologiche e ambientali. Tale studio si basa sul fatto che tutti gli elementi biologici contengono carbonio proveniente dall'atmosfera e fissato dagli organismi vegetali sotto forma di composti organici. Il rapporto isotopico del carbonio negli elementi biologici è dipendente dai meccanismi e i passaggi intercorsi tra il carbonio atmosferico e quello fissato che dipendono strettamente dall'ambiente in cui le piante sono vissute (Farquhar et al., 1989).

Il legno è costituito da una serie di macromolecole come cellulosa, lignina e altri polisaccaridi; ognuna è caratterizzata da un'abbondanza isotopica relativa che contribuisce alla composizione

isotopica complessiva del legno. Durante la combustione queste macromolecole si rompono formando vari prodotti di pirolisi, per lo più furani e pirani. La perdita di questi composti è legata alla loro stabilità chimica e alla forza dei legami molecolari (Steinbeiss et al., 2006). Il risultato di questi processi è un materiale biologicamente e chimicamente inerte e quindi ideale per la conservazione. La quantità di composti che volatilizzano e la loro composizione è legata alle condizioni in cui è avvenuta la combustione. In atmosfere poco controllate come possono essere i contesti provenienti da scavi archeologici (es. focolari) i processi di carbonizzazione non sono uniformi e i carboni presentano caratteristiche varie, anche connesse al *taxon* di provenienza dei materiali originari. In generale le strutture anatomiche del legno si conservano anche nella forma carbonizzata permettendo il riconoscimento della specie di appartenenza.

In letteratura si trovano molti lavori che cercano di capire gli effetti della combustione sulla composizione isotopica per le piante C3, i risultati però sono spesso contrastanti. Turekian et al. (1998) hanno dimostrato che i valori di  $\delta^{13}\text{C}$  del materiale di origine (ossia fresco) e quello combusto presentano solo piccole differenze. Bird and Gröcke (1997) hanno riscontrato valori  $\delta^{13}\text{C}$  più negativi nei campioni di foglie bruciate rispetto al materiale fresco. Steinbeiss et al. (2006) confermano il lavoro di Turekian et al. (1998) dimostrando come le differenze tra la composizione isotopica di cellulosa e lignina di materiale vegetale fresco e carbonizzato non sono significative.

Lo studio del rapporto isotopico del carbonio nelle piante anche se carbonizzate è un valido strumento per la ricostruzione paleoambientale e conseguentemente archeologica.

## Materiali e metodi

I campioni analizzati sono stati raccolti e selezionati in base a un protocollo sviluppato da archeobotanici e archeologi, tenendo conto delle caratteristiche del sito in esame. Tutto il materiale fossile scelto si è conservato carbonizzato nei suoli. La separazione del materiale è avvenuta per selezione manuale, in quanto la flottazione dei suoli causa la dissoluzione del materiale carbonizzato. Il riconoscimento dei *taxa* è stato possibile, in generale, fino al livello di genere.

In particolare per questo lavoro sono stati analizzati decine campioni di quercia (*Quercus* sp.) e di ginepro (*Juniperus* sp.), alcuni campioni di cariossidi di farro (*Triticum dicoccon* Schrank) e di orzo (*Hordeum vulgare* L.). I due *taxa* arborei sono stati scelti non solo perché hanno caratteristiche anatomiche e fisiologiche (angiosperma il primo, gimnosperma il secondo) diverse, ma anche perché si ritiene che siano stati reperiti dalle varie comunità nei dintorni del tell. Inoltre, insieme ai due cereali, si rinvengono in tutte le fasi di occupazione umana del sito, e quindi sono ritenuti più rappresentativi.

I campioni di legni attuali sono stati campionati nell'agosto 2008 durante un sopralluogo al sito di Arslantepe in 5 stazioni diverse nell'area di studio ad una distanza massima di 30 km dal tell. Sono stati selezionati rami giovani e foglie di quercia (sono stati campionati due individui per ognuna delle 5 stazioni prescelte) e ginepro (presente solo in 3 stazioni su 5). I cereali sono stati scelti per la loro diversa ecologia: l'orzo richiede meno acqua del grano. Inoltre si possono ritrovare in tutti i periodi archeologici. Per questi cereali non è stato possibile raccogliere materiale fresco, in quanto attualmente non sono presenti coltivazioni non irrigate.

Per quanto riguarda i due cereali, con diverse resistenze allo stress idrico, è da sottolineare che si hanno migliori risultati dalle specie tolleranti l'aridità (Riehl, 2007), ma un confronto è senz'altro molto utile.

## **Risultati e Conclusioni**

I valori isotopici delle querce attuali sono risultati più negativi di quelli del ginepro, per tutte le stazioni esaminate e considerando, rispettivamente, sia rami che foglie.

I valori di  $\Delta^{13}\text{C}$  calcolati dai valori dei rapporti isotopici misurati sono stati utilizzati per meglio comprendere le differenze tra campioni fossili e attuali. Come atteso i campioni di ginepro sono caratterizzati da valori di  $\Delta^{13}\text{C}$  più bassi rispetto alle querce e questo è spiegato dalla diversa anatomia e fisiologia dei due alberi. Il ginepro è, infatti, una gimnosperma, caratterizzata da una efficienza minore per il trasporto dell'acqua della quercia caducifolia, che è una angiosperma con cerchia porosa.

In generale, comunque, i campioni attuali sembrano essere indicatori di condizioni più aride.

Per i cereali valori di  $\Delta^{13}\text{C}$  del frumento sono più bassi rispetto a quelli dell'orzo, in accordo con il fatto che il grano è più sensibile agli stress idrici. Ferrio et al. (2005) riportano differenze simili tra le due specie rinvenute in siti archeologici in Spagna e Siria.

Quanto esposto mostra che la composizione isotopica del carbonio nei reperti arborei è un indicatore delle condizioni paleoambientali della piana, dipendenti da molti fattori ma non legati al fattore antropico.

Uno studio in parallelo dell'utilizzo e della scelta dei resti archeobotanici e dei dati ambientali che essi hanno registrato è risultato essere il metodo migliore per ricostruire le variazioni ambientali che hanno interessato la zona e i loro effetti sull'utilizzo delle piante da parte delle antiche popolazioni. In questo tipo di analisi Arslantepe ha indubbiamente un valore aggiunto nella sua lunga storia, dal momento che l'enorme quantità di materiale archeobotanico, tutt'ora in studio, permette di selezionare accuratamente i campioni da sottoporre ad analisi eliminando le variazioni dei valori dovute alla differenza tra taxa e sfruttando l'incredibile continuità del sito. Arslantepe infatti è stato abitato per diversi millenni ininterrottamente regalando un bacino di dati omogenei che non ha paragone negli altri siti sottoposti ad analisi analoghe.

BIRD M.I., GRÖCKE D.R., 1997 - Determination of the abundance and carbon isotope composition of elemental carbon in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 3413-3423

DeMENOCA P.B., 2001 . Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science* 292: 667-672

FARQUHAR GD, EHLERINGER JR, HUBIK KT, 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology* 40:503-537

FERRIO, J.P., ARAUS, J.L., BUXÓ, R., VOLTAS, J., BORT, J., 2005 - Water management practices and climate in ancient agriculture: Inferences from the stable isotope composition of archaeobotanical remains. *Vegetation History and Archaeobotany* 14: 510-517

FRANGIPANE M., PALMIERI A., 1983 – Perspectives on protourbanization in Eastern Anatolia: Arslantepe (Malatya). An interim report on 1975-1983 campaigns. *Origini* 12, 2: 287-668

FRANGIPANE M., PALMIERI A., 1988 - Cultural developments at Arslantepe at the beginning of the third millennium. *Origini* 12, 2: 523-572

MARCOLONGO B., PALMIERI A.M., 1988 - Environment, water supply and cultural development at Arslantepe (Malatya, Turkey). *Roma, Origini*, 12(2): 619-628

RIEHL S., 2007 - Archaeobotanical evidence for the interrelationship of agricultural decision-making and climate change in the ancient Near East. *Vegetation History and Archaeobotany* 17: 43-51

STEINBEISS, S., SCHMIDT, C.M., HEIDE, K., GLEIXNER, G., 2006 -  $\delta^{13}\text{C}$  values of pyrolysis products from cellulose and lignin represent the isotope content of their precursors. *Journal of Analytical Applied Pyrolysis* 75: 19-26.

TUREKIAN, V.C., MACKO, S., BALLENTINE, D., SWAP, R.J., GARSTANG, M., 1998 - Causes of bulk carbon and nitrogen isotopic fractionations in the products of vegetation burns: Laboratory studies. *Chemical Geology* 152: 181-192.

Laura SADORI (Sapienza Università di Roma), Giovanni ZANCHETTA (Università di Pisa), Aurélien VAN WELDEN (Geological Survey of Norway, Trondheim), Ilaria BANESCHI (IGG-CNR Pisa), Russel DRYSDALE (Università di Newcastle), Marco GIARDINI (Sapienza Università di Roma), Elsa GLIOZZI (Università di Roma Tre), Ilaria MAZZINI (IGAG-CNR Roma), Neil ROBERTS (University of Plymouth): *Climate changes at Lake Shkodra (Albania): the last 4500 years*

## Introduction

The Mediterranean region possesses a large number of Holocene lacustrine records. These terrestrial archives are widespread across a range of environments in a region that is located at the transition between high- and low-latitude influences (Sadori, 2007; Sadori et al., 2011).

Since the review by Willis (1994) many new pollen data from the eastern Mediterranean and Balkan region have become available. Among these, studies from the western mountains of Bulgaria, shedding new light on glacial refugia, are available (Tonkov, 2003). New pollen records have been published from Crete (Bottema and Sarpaki, 2003), the Dalmatian islands of Mljet and Cres (Schmidt et al., 2000) and from western Greece (Jahns, 2005; Lawson et al., 2006). A particular increase in information about eastern Mediterranean palynology regards Albania, where big lacustrine basins occur. Two of them are wide and trans-boundary lakes, namely Lake Ohrid (Wagner et al. 2009) and Lake Shkodra.

The present work, focussing on palynology, is a first contribution to Shkodra Lake's Holocene paleolimnology. There is very little available historical information about past climate or human impact on the watershed, apart a detailed paper concerning the lacustrine sediments of the last 500 years (van Welden et al., 2008).

## Site setting

Shkodra Lake (also known as Skadarsko Jezero, Skadar, Shkoder or Scutari) is the largest natural freshwater lake in the Balkan region. It is located at the Albania/Montenegro border (42°21'54'', 19°09'52'' in the North, 42°03'15'', 19°30'00'' in the South, 42°03'15'', 19°30'00'' in the East, 42°21'19'', 19°01'28'' in the West); two thirds of the lake are situated in Montenegro, the rest in Albania. In the southwest, it is separated from the Adriatic Sea coast by the steep slopes of the Tarabosa and Rumia mountains. This mountain zone is only 10 to 15 km wide, but has peaks up to 1600 m. The lake basin is a depression of tectonic-karst origin located south of the Dinaric Alps. The lake has a sub-elliptical shape with a long coastline of 207 km including islands. It is shallow, and has an average depth between 5 and 6 m. In the Montenegro area there are several sub-lacustrine springs, some exceeding 40 m of depth (Jacobi 1978). The lake surface is only 5 to 10 m a.s.l. being quite variable through time as numerous rivers and subterranean springs abundantly feed the lacustrine water. The catchment area, of ca. 5.500 km<sup>2</sup>, consists of carbonate rocks (limestones and dolomites), with minor exposures of siliciclastic rocks, which supply sediments to the Moraca River, the main tributary of the lake. The Bojana River is the only outflow towards the Adriatic Sea. The Shkodra Lake surface varies between 353 km<sup>2</sup> (at a minimum lake level of 4.6 m a.s.l.) and 500

km<sup>2</sup> (at a maximum lake level of 9.8 m) depending on water level fluctuations (Beeton and Karaman, 1981; Lasca et al., 1981, van Welden et al., 2008).

The area is dominated by Mediterranean climate, but with higher rainfall amounts due to the mountains surrounding the lake. Measured rainfall in the lake catchment (Podgorica and Shkodra meteorological stations) is between 2,000 and 2,800 mm/year (data 1970-1990) but some areas receive over 3,000 mm annually. Notwithstanding the high annual precipitation, the summer aridity is pronounced with a minimum (<50 mm) in July, while the highest precipitation is recorded in November (ca. 300 mm). Humidity levels are never lower than 50% as sunshine hours and temperature in summer are high, causing a high evaporation (Keukelaar et al., 2006). The annual average air temperature is 14°C - 16°C, with the highest average temperature values recorded in August (21,4°C – 27,5°C in Shkodra) and the lowest average in January (0,5°C – 6,5°C in Shkodra). Temperature in winter is low, due to the high elevations and predominant easterly and northerly winds. Wind activity is determined by cyclonic factors of the Mediterranean and Balkan areas, but also by local factors.

Concerning the flora, the Mediterranean and Balkan elements predominate, but several species of Central Europe have their southern distribution limit in the area. The vegetation of the region is mainly composed of Mediterranean shrubs, oak woodlands, and beech forests. Among the conifers, fir, spruce, and pines are quite common. The climatic and geomorphological feature, in particular the presence of high mountains around the lake, favour the development in the area of a diversified vegetation types. Aquatic and riparian vegetation is well developed. The most abundant forests around the lake are stands of willow, growing as small forests or as randomly scattered trees, mainly on the northern shore and in the flooding area. Shkodra's oak (*Quercus robur* ssp. *scutariensis*) forests, which were widespread in the past, have become substantially degraded and today can only be found in few small stands in communities with *Fraxinus oxycarpa* and *Periploca greca*. Up to 400 – 500 m of altitude develop the Shibljak vegetation, constituted over all by evergreen trees and shrubs like *Quercus ilex*, *Phillyrea latifolia*, *Juniperus oxycedrus*, *Erica arborea*, *Olea europea*, *Arbutus unedo* and *Laurus nobilis*. They are accompanied by many not evergreen species, like *Pistacia terebinthus*, *Carpinus orientalis*, *Crataegus monogyna*, *Paliurus spina-cristi*, *Fraxinus ornus*. At about 300 – 700 m of altitude the oak zone is found, in which the most common species are deciduous and semi-deciduous oaks like *Quercus trojana*, *Quercus cerris*, *Quercus petraea*, *Quercus frainetto* and *Quercus pubescens*. At higher altitude, between 600 – 1700 m of the Shkodra Lake basin, there is the beech zone, which in some areas may reach up to 1900 m together with the zone of pines. Common trees of this zone are *Fagus sylvatica*, *Acer pseudoplatanus*, and *Sorbus graeca*. Among the pine trees, the most common are *Pinus leucodermis* and *Pinus nigra*. Alpine pastures cover the areas over 1800 – 1900 m of the lake basin. The only spread shrub of this zone is *Juniperus sabina* (APAWA and CETI, 2007).

The ostracod fauna of the Shkodra Lake has been studied by Petkovski (1961) and more recently (Pulevic et al. 2001) within a biodiversity checklist of the fauna of the lake. The first author recorded 9 species from the Montenegro side, whereas 12 species are recorded by Pulevic et al (2001).

### **The sediment record and its chronological framing**

Three parallel overlapping cores down to the depth of 7.26 m have been used for palaeomagnetic, tephra, stable isotopes, pollen, microcharcoal, diatom and ostracod analyses. The chronological framing of the record, spanning approximately the last 4500 years, has been assessed using four radiocarbon dates and four well-known tephra layers (Sulpizio et al., 2008). Two are from Somma-Vesuvius (Pollena, 472 A.D.; Avellino, ca. 3800 cal. years BP), one from Etna (FL, ca. 3300 cal. years BP) and one from Campi Flegrei (Agnano Mt Spina ca. 4400 cal. years BP). The presence of these characteristic volcanic ashes allows a long-distance correlation with other central Mediterranean records and a relative good chronology for the second half of the Holocene.

### **Results**

Van Welden et al. (2008) studied the last 500 yr of sedimentation of the lake and showed that this period was characterised by undisturbed sedimentation of fine-grained material. Destructive earthquakes affected the area in 1905 and 1979, but did not induce any visible perturbation of the lacustrine archive. On the contrary, human activity (damming, change in agricultural practices) and climate (i.e. catastrophic floods occurred in 1962–1963 and the Little Ice Age between AD 1650 and 1820) seems to have had an imprint on lake sedimentation.

Lithological analyses, C/N ratio  $\delta^{13}\text{C}_c$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$  on the whole core suggest that organic matter and bulk carbonate are prevailing authigenic. The  $\delta^{18}\text{O}_c$  record (Zanchetta et al., in preparation) indicate the presence of two prominent wet phases: one centred at ca. 4300 cal yr BP, and one at ca. 2400 - 2000 cal yr BP. This latter found equivalent southern Spain and Central Italy, representing a prominent event in the western and central Mediterranean.

Arboreal plants are dominant all over the considered time period, slightly decreasing towards the top. The more widespread *taxa* are deciduous oaks and pine, but several other Mediterranean, mesophilous, and thermophilous *taxa* show continuous curves. From a floristic point of view no important changes are found. Fires are almost absent. No clear evidence of cultivation is found. The physiognomy of the vegetation did not in fact suffer very much from the hydrological changes suggested by oxygen isotopes, being small percentage changes of pollen of arboreal plants, AP (from 94% to 84%) from 4500 to ca 900 cal. BP. However, since soon after 900 cal yr BP human impact became apparent with significant decrease in AP% and in pollen concentration. The start of the progressive decline of both AP and concentration could have been generated by forest clearance due to human activity starting in the Middle Age.

The major changes in vegetation are found in the arboreal pollen concentration curve, with meaningful drops, indicating forest clearance and probable enhanced aridity. They are recorded at ca. 4000, and soon after 3000 and 1500 years BP. In the last eight centuries there is a clear wood opening, with a mixed oak forest decrease, partially balanced by the increase of Mediterranean trees and shrubs.

Oxygen stable isotope composition of bulk samples, whose changes show a relation with abrupt drops pollen concentration, suggests a good sensitivity of the lake to hydrological changes. Preliminary data on diatoms indicate that freshwater conditions occurred during most if not all of the investigated period, as expected from observing the  $\delta^{18}\text{O}_c$  values.

Also the ostracod analyses confirm the fresh water character of the water body. Ostracods are abundant and well preserved in all samples, represented by adults and juveniles. On the whole, 12

species have been recovered with different frequencies. Among them, some are endemic of the lake (*Candona montenigrina*, *Limnocythere scutariense*, *Pseudocandona regisnikolai*) others were known from other Balcanic lakes and are recorded for the first time in Shkodra (*Paralimnocythere georgevitschi* in Lake Ohrid and *Candona paionica* in Lake Dorjan). The faunal composition is quite homogeneous, only the percentages of the dominant species vary along the sediment core. Variations in the total ostracod frequencies well mirror the historical palaeoclimatic curve (Bradzil et al. 2005) with increasing frequencies coinciding with the Medieval Warm Period and several pulses of low frequencies corresponding to the long Little Ice Age.

### Concluding remarks

The presence of the Avellino tephra in the succession allows to clarify the stratigraphic significance of this ash level, which is a good marker for unequivocally separate the dry event at 4300-4200 cal yr BP, identified by stable isotopes and that occurring shortly later at ca 3800 cal yr BP (Magny et al., 2009). The presence of the etnean FL tephra further constrains these two separate events. Along with the new isotopes and pollen profiles from Lakes Ohrid (Leng et al., 2010, Wagner et al., 2009), this study allows to improve the climatic reconstruction of the Balkan region, so far still poorly investigated adding a piece to the complex climatic and environmental evolution of the Mediterranean basin during Holocene.

### References

- APAWA (Association for Protection of Aquatic Wildlife of Albania) and CETI (Center of Research of Montenegro), 2007. The Strategic Action Plan (SAP) for Skadar/Shkodra Lake Albania & Montenegro. SNV Montenegro, Global Environment Facility, World Bank, 82 pp.
- Beeton A.M., Karaman G.S. 1981. Monitoring program for protection of Lake Skadar. In Beeton A.M., Karaman G.S. (eds) The biota and limnology of Lake Skadar, Vol 1: 425-428. Univerzitet "Veljko Vlahovic" Institut za biologiju i medicinska istrazivanja u SRCG Bioloski zavod Titograd, Yugoslavia; Smithsonian Institution Washington, D. C., U.S.A.; Center for great lake studies University of Wisconsin – Milwaukee Milwaukee, Wisconsin, U.S.A., Beograd
- Bottema S and Sarpaki A (2003) Environmental change in Crete: A 9000-year record of Holocene vegetation and the effect of the Santorini eruption. *The Holocene* 13: 733–749.
- Bradzil R., Pfister C., Wanner H., Von Storch H. and Luterbacher J. 2005. Historical climatology in Europe – The state of the art. *Climatic Change* 70: 363–430.
- Jahns S. van den Bogaard C. 1998. New palynological and tephrostratigraphical investigations of two salt lagoons on the island of Mljet, south Dalmatia, Croatia. *Vegetation History and Archaeobotany* 7: 219–234.
- Jacobi G.Z 1978. Zoobentos from sublacustrine springs in Lake Skadar, Crna Gora, Yugoslavia. *Verh. Internat. Verein Limnol.* 20: 1067-1077, Stuttgart.
- Keukelaar F., de Goffau A., Pradhan T., Suttmuller G., Misurovic A., Stanisa Ivanovic S., Uskokovic B., Hetoja A., Haxhimihali E., Prifti A., Kapidani E., Kashta L., Gulan Al. 2006. Lake Shkoder Transboundary Diagnostics Analysis (Albania & Montenegro), World Bank (IBRD) Final Report, 9P6515, pp 166.
- Lasca N.P., Radulovic V., Ristic R.J., Cherkauer D.S. 1981. Geology, hydrology, climate and bathymetry of Lake Skadar. *The Biota and Limnology of Lake Skadar*, Titograd, pp 17–38
- Lawson I., Frogley M., Bryant C., Preece R. Tzedakis P. 2004. The Lateglacial and Holocene environmental history of the Ioannina basin, northwest Greece. *Quaternary Science Reviews* 23: 1599–1625.



- Leng M. J., Banerjee I., Zanchetta G., Jex C. N., Wagner B., Vogel H. 2010. Late Quaternary palaeoenvironmental reconstruction from Lakes Ohrid and Prespa (Macedonia/Albania border) using stable isotopes. *Biogeosciences Discuss.* 7: 3815–3853.
- Magny M., Vanni re B., Zanchetta G., Fouache E., Touchais G., Petrika L., Coussot C., Walter-Simonnet A.-V., Arnaud F. 2009. Possible complexity of the climatic event around 4300–3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene* 19: 1–11.
- Petkovski T.K. 1961. Zur Kenntnis der Crustaceen des Skadar- (Scutari-) Sees. *Musei Macedonici Scientiarum Naturalium* 8 (2): 29-52.
- Pulevic V., Hadziablahovic S., Kasom G., Rakocevic- Nedovic J., Nikcevic S., Pešic V., Ražnatovic A., Cirovic R., Saveljic D., Buškovic V., Dhimit r D., Lefter K., Fatbrdh S., Idriz H., Taulant B., Ferdinand B., Rrok S., Marash R., 2001. Biodiversity database of the Shkodra/Skadar Lake. The Regional Environmental Center for Eastern and Southern Europe, Activity 3.2.1: 1-52. Sadori L 2007. Pollen records, postglacial. Southern Europe. *Encyclopaedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, 2763–2773.
- Sadori L., Jahns S., Peyron O. 2011. Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean In: Roberts N., Sadori L., P rez Obiol R., Mid-Holocene climate change in the Mediterranean region and its consequences, special issue. *The Holocene* 21:117-129.
- Schmidt R., M ller J., Drescher-Schneider R., Krisai R., Szeroczyńska K. Bari  A. 2000. Changes in lake level and trophy at Lake Vrana, a large karstic lake on the Island of Cres (Croatia), with respect to palaeoclimate and anthropogenic impacts during the last approx. 16,000 years. *Journal of Limnology* 59: 113–130.
- Sulpizio R., Bonasia R., Dellino P., Di Vito M. A., La Volpe L., Mele D., Zanchetta G., Sadori L., 2008. Discriminating the long distance dispersal of fine ash from sustained columns or near ground ash clouds: The example of the Pomici di Avellino eruption (Somma-Vesuvius, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 263-276.
- Tonkov S. 2003. Holocene palaeovegetation of the northwestern Pirin mountains (Bulgaria) as reconstructed from pollen analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology* 124: 51–61.
- van Welden A, Beck C, Reyss J.L., Bushati S., Koci R., Jouanne F., Mugnier J.L. 2008. The last 500 year of sedimentation in Shkodra Lake (Albania/Montenegro): paleoenvironmental evolution and potential for paleoseismicity studies. *Journal of Paleolimnology* 40: 619–633.
- Wagner B., Lotter A., Nowaczyk N., Reed J.M., Schwalb A., Sulpizio R., Valsecchi V., Wessels M. Zanchetta G. 2009: A 40,000-year record of environmental change from ancient Lake Ohrid (Albania and Macedonia). *Journal of Paleolimnology* 41: 407-430.
- Willis K.J. 1994. The vegetational history of the Balkans. *Quaternary Science Reviews* 13: 769–788.

Anna Maria Mercuri (Università di Modena e Reggio Emilia), Laura Sadori (Sapienza Università di Roma): *Climate changes and human settlements since the Bronze age period in central Italy*

There is an inescapable liaison between humans and environmental sustainability and therefore cultural trajectories have shown, and still show, trends that in many cases seem to be fairly coincident with climatic changes. Several scholars have stressed that, in Mediterranean regions, pronounced increases in social complexity had coincided with climatic deterioration, particularly with increased aridity in mid-Holocene times (Brooks, 2006; Mercuri, 2008a; Roberts et al., 2011). The onset of the Bronze age in Italy, archaeologically dated to approximately 4200 years ago (Cardarelli, 2009), is among the most problematic examples of the fairly synchronous climatic and cultural changes that sometimes had occurred in the human history.

The Mediterranean basin has always featured, and still has, extremely rich environmental and cultural biodiversity. In this area, the presence of large human groups and well-developed civilizations was so impressive that the different cultures cannot have had only negligible effects on the environment. Since the passage from gathering to cultivation, the environment was continually exploited during the Holocene. The different scenarios for plant exploitation have been natural sets for the development of cultural landscapes, and in general, the joint influence of dryness and human activities increased the extension of xeric environments with shrubs and open areas including grasslands (Mercuri et al., 2010).

Biological variables are favoring or limiting factors in human life, including subsistence and activities, and therefore they are of strategic importance in the study of development and spreading of cultures under climate changes. A huge set of biological archives preserve evidences of flora and vegetation changes in layers from off-site and on-site, namely archaeological, deposits in the different Mediterranean regions.

Continental and marine pollen records are known to be key tools for palaeoenvironmental reconstructions as they show fairly synchronous signals from different regions, and these signals must be regarded as indexes of large climate oscillations. In the meantime, sediment cores can show anthropogenic pollen signals significantly increasing in diagrams during major changes in tree cover (Mercuri et al., 2002; Oldfield et al., 2003; Sadori et al., 2004). These pollen trends may be the evidence of different degrees of human activity in the territory, producing direct or indirect modifications in the plant cover.

Archaeological sites are by definition a human production, and therefore pollen and macroremain assemblages from archaeological layers are the direct results of ‘human action’ (Mercuri, 2008b). Archaeobotanical micro- and macro-remains are clear evidence that humans choose useful plants for food, building and firewood and exploited continuously the lands in which they lived. Archaeopalynological rains correspond assemblages mirror to the territory exploited by humans who inhabited that site. In this case, pollen records show that different pollen taxa featured past cultural phases. They are fundamental to recognise human impact in a limited territory and, when compared with off-site records, they help to evaluate the extent of human influence on an area (Mercuri et al., 2011). From one hand, changes in pollen presence from archaeological layers may truly correspond to differences in plant cover resulting from climate changes. From the other hand, overexploitation of thinned plant resources, including overgrazing, could have enforced soil depletion and aridity crises. The relevant climate signal was very often enhanced by humans in sediment records (Jalut et al., 2009). When dry climate depleted water and plant resources under a sustainable level, humans necessarily moved to new places (Sadori et al., 2004). Under climatic/environmental changes, humans moved to different plant resources, and sometimes this induced important changes in subsistence strategies and plant landscape transformations.

After the wet early Holocene phase, Mediterranean regions became progressively more arid, especially after the end of the 7<sup>th</sup> millennium BP, and then again during the 5<sup>th</sup> millennium BP. Several adaptation processes should have had rapid shifts following a climate-environment-humans linear direction, and soon after their onset they should have entered complex interactions between climate and environment and between environment and humans. The cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic changes are evident in archaeological sites, and fairly evident in many pollen records only since 5000-4000 years ago.

A clearly modified plant cover became evident in lake deposits and other records since the Bronze age. A mid\_Holocene forest opening is evident in many central Italian lakes (Lago di Mezzano - Sadori et al., 2004; Sadori and Giardini, 2008; Lago dell’Accesa - Drescher-Schneider et al., 2007; Lago di Vico – Magri and Sadori, 1999; Lago Albano and Lago di Nemi – Mercuri et al., 2002; Rolph et al., 2004). All mentioned sites have a chronological framing based on radiocarbon dates, in some cases integrated by tephra layers presence (L. di Mezzano, L. dell’Accesa., L. Albano, L.

Nemi), palaeomagnetic data (L. Albano, L. Nemi) and annual laminations counting (L. di Mezzano). Notwithstanding these honest attempts to establish a reliable chronology, some doubts remain on the dating, also because the age of Avellino tephra (recognized in most lakes) has been changing in the last few years (Sulpizio et al., 2008; Sevink et al., 2011). Besides the possibility that this forest clearance event could have been happened twice in the range of few centuries (Magny et al., 2009), we have to consider that a sure correlation of these events should be assessed using the position of tephra layers (Zanchetta et al., 2011). In all the considered cases the arboreal pollen drops occur in fact after the deposition of the Avellino tephra.

Lago di Mezzano (452 m asl) is an extraordinary example as it represents an off-site / on-site mixed case. Three different areas of pile dwellings were in fact found at a water depth of more than 10 m, suggesting a lake shallower than today and the presence of a settlement during the Early Bronze age. Data obtained by means of archaeological, geomorphological, sedimentological, palynological and microcharcoal approaches permitted to disentangle climate forcing and human influence in the catchment of the lake around 4000 years BP. Few centuries after the occurrence of the Avellino tephra layer, recently dated at ca. 3850-3900 years BP (Sulpizio et al., 2008; Sevink et al., 2011), and contained in the sediment radiocarbon dated at ca. 4200-4300 cal. yr BP at Lago di Mezzano, and Lago dell'Accesa a sudden and strong forest change to drier conditions is found (Sadori et al., 2011).

If we follow the radiocarbon chronology for the Bronze age (recently proved to be some centuries older than tephrochronology) at 4000 cal. yr BP is assumed from a drop in arboreal plant concentration (from more than 1,500,000 to 280,000 pollen grains/g) not matching increased fires (Sadori and Giardini, 2008), whereas arboreal plant percentages do not show any immediate change. A human-modified plant landscape is clear in the site since around 3600 cal. yr BP, with evidence of cereals and legumes cultivation, forest clearance of selected taxa, fire, and grazing activities. Some increase in anthropogenic indicators, such as *Olea* and cereals pollen grains is evident in Lago Albano and Lago di Nemi (Mercuri et al., 2002) and Lago di Vico (Magri and Sadori, 1999) too.

This pattern of landscape evolution suggests that climate was the first agent of the shift towards aridity visible in pollen diagrams at around 4000 cal. yr. BP. This water shortage probably obliged Bronze age populations to settle along the lake shores in pile dwellings. Human populations left clear clues of their presence in the lake sediments: their role did not consist in producing

devastating effects on the environment, but emphasised a climatic process, causing strong modifications in an already open landscape.

In the rest of Latium, human impact became unquestionably evident soon after the intermittent signals of the Bronze age. Since soon after 3000 cal. yr BP cultivated trees - *Castanea*, *Juglans* and *Olea* – spread simultaneously, and cereals and weeds were present. This suggests that pre-Roman Iron age populations had an advanced agricultural economy (Mercuri et al., 2002; Sadori et al., 2010). A well established agriculture was evident in the strong expansion of chestnut pollen observed at Valle di Castiglione (Alessio et al., 1986), dated at around 2700 cal. yr BP at Lago di Vico (Magri and Sadori, 1999), and at around 2900 cal. yr BP at Lago Albano and Lago di Nemi. At Lago di Mezzano chestnut increase is dated at around 2400 cal. yr BP. At Lago di Vico, the cultivation of trees matches an enhanced forest cover, deduced by pollen concentration data, recovering after the significant forest clearance of Bronze age. A ‘*Cannabis*-phase’, i.e. an hemp pollen peak which followed the peaks of the cultivated trees, marked Roman times (Mercuri et al., 2002) while the ‘chestnut landscape’ definitively spread at around 700 years BP (Mercuri et al., in revision).

## References

- Alessio M, Allegrì 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) 14C dating, geochemical features, faunistic and pollen analyses of the uppermost 10 m core from Valle di Castiglione (Roma, Italy). *Geologica Romana*, 25: 287-308.
- Brooks N (2006) Cultural responses to aridity in the Middle Holocene and increased social complexity. *Quat Int* 151: 29-49.
- Cardarelli A (2009b) Insediamenti dell’Età del Bronzo fra Secchia e Reno. Formazione, affermazione e collasso delle Terramare. In: Cardarelli A., Malnati L. (eds) *Atlante dei Beni Archeologici della Provincia di Modena - vol III: Collina e Alta Pianura. All’Insegna del Giglio*, Firenze, pp 33–58.
- Drescher-Schneider R, de Beaulieu J-L, Magny M, Walter-Simonnet A-V, Bossuet G, Millet L, Brugiapaglia E., Drescher A. (2007) Vegetation history, climate and human impact over the last 15,000 years at Lago dell’Accesa (Tuscany, Central Italy). *Veget Hist Archaeobot* 16: 279-299.
- Jalut G, Dedoubat JJ, Fontugne M, Otto T (2009) Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quat Int* 200: 4–18.
- Magny M, Vannièrè B, Zanchetta G, Fouache E, Touchais G, Petrika L, Coussot C., Walter-Simonnet A-V, Arnaud F (2009) Possible complexity of the climatic event around 4300–3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *Holocene* 19: 1–11.
- Magri D, Sadori L (1999) Late Pleistocene and Holocene pollen stratigraphy at Lago di Vico, central Italy. *Veget Hist Archaeobot* 8:247–260.
- Mercuri AM (2008a) Human influence, plant landscape, evolution and climate inferences from the archaeobotanical records of the Wadi Teshuinat area (Libyan Sahara). *J Arid Environ* 72:1950–1967.
- Mercuri AM (2008b) Plant exploitation and ethnopalynological evidence from the Wadi Teshuinat area (Tadrart Acacus, Libyan Sahara). *J Archaeol Sci* 35:1619–1642.
- Mercuri AM, Accorsi CA, Bandini Mazzanti M (2002) The long history of *Cannabis* and its cultivation by the Romans in central Italy, shown by pollen records from Lago Albano and Lago di Nemi. *Veget Hist Archaeobot* 11: 263-276.

- Mercuri AM, Bandini Mazzanti M, Torri P, Vigliotti L, Bosi G, Florenzano A, Olmi L, Massamba N'siala I (in revision) A marine/terrestrial integration for mid-late Holocene vegetation history and the development of the cultural landscape in the Po Valley as a result of human impact and climate change. *Veget Hist Archaeobot*
- Mercuri AM, Florenzano A, Massamba N'siala I, Olmi L, Roubis D, Sogliani F (2010) Pollen from archaeological layers and cultural landscape reconstruction: Case studies from the Bradano valley (Basilicata, southern Italy). *Plant Biosyst* 144: 888–901.
- Mercuri AM, Sadori L, Uzquiano Ollero P (2011) Mediterranean and north-African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic change. *Holocene* 21: 189–206.
- Oldfield F, Asioli A, Accorsi CA, Mercuri AM, Juggins S, Langone L, Rolph T, Trincardi F, Wolff G, Gibbs Z, Vigliotti L, Frignani M, Van Der Post K, Branch N (2003) A high resolution late Holocene palaeoenvironmental record from the central Adriatic Sea. *Quat Science Reviews* 22: 319-342.
- Roberts N, Brayshaw D, Kuzucuoğlu C, Perez R, Sadori L (2011) The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences. *Holocene* 21:3-13.
- Rolph TC, Vigliotti L, Oldfield F (2004) Mineral magnetism and geomagnetic secular variation of marine and lacustrine sediments from central Italy: timing and nature of local and regional Holocene environmental change. *Quaternary Sci Rev* 23:1699–1722.
- Sadori L, Giardini M (2008) Environmental history in the Mediterranean basin: Microcharcoal as a tool to disentangle human impact and climate change. In: Fiorentino G, Magri D (eds) *Charcoals from the Past: Cultural and Palaeoenvironmental Implications. Proceedings of the Third International Meeting of Anthracology, Cavallino – Lecce (Italy), 28 June–1 July 2004*. BAR International Series 1807: 229–236.
- Sadori L, Giraudi C, Petitti P, Ramrath A (2004) Human impact at Lago di Mezzano (central Italy) during the Bronze Age: a multidisciplinary approach. *Quat Int* 113: 5-17.
- Sadori L, Mercuri AM, Mariotti Lippi M (2010) Reconstructing past cultural landscape and human impact using pollen and plant macroremains. *Plant Biosystems* 144: 940 – 951.
- Sadori L, Jahns S, Peyron O (2011) Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean. *Holocene* 21: 117-129.
- Sevink J, van Bergen M, van der Plicht J, Feiken H, Anastasia C, Huizinga A (2011) Robust date for the Bronze Age Avellino eruption (Somma-Vesuvius): 3945 ± 10 calBP (1995 ± 10 calBC). *Quat Sci Rev* 30: 1035–1046.
- Sulpizio R, Bonasia R, Dellino P, Di Vito M A., La Volpe L, Mele D, Zanchetta G, Sadori L (2008) Discriminating the long distance dispersal of fine ash from sustained columns or near ground ash clouds: The example of the Pomice di Avellino eruption (Somma-Vesuvius, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17: 263-276.
- Zanchetta G, Sulpizio R, Roberts N, Cioni R, Eastwood WJ, Siani G, Caron B, Paterne M, Santacrose R (2011) Tephrostratigraphy, chronology and climatic events of the Mediterranean basin during the Holocene: An overview. *Holocene* 21:33-52.

Jacopo GABRIELI (Università Ca' Foscari di Venezia – IDPA-CNR), Paul VALLELONGA (University of Copenhagen), Giulio COZZI (IDPA-CNR), Margit SCHWIKOWSKI (University of Bern), Claude BOUTRON (Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement, Saint Martin D'Herez), Carlo BARBANTE (Università Ca' Foscari di Venezia – IDPA-CNR): *Ice core based reconstruction of the past European climate and environmental conditions over the last 2,000 years*

## **INTRODUCTION**

The exploration of past climate and environment prior to instrumental records is based on the interpretation of archives. The most important archives are the historical data, polar and temperate ice sheets and glaciers, tree rings, speleothems, oceanic and lacustrine sediments, peat bogs, surface and subsurface temperature profiles (from boreholes). Ice cores are definitely among the best existing archives because they provide information on many different parameters of the climate system.

The European Alps are a valuable observation area for anthropogenic emissions as they are located in one of the most industrialized regions of the world. They are heavily influenced by the presence of international highways, industries, refuse incineration plants and the greatest density of winter sport infrastructure of any mountain area. Snow deposited on the Alps documents the effects of anthropogenic emissions in Europe and mountain glaciers can be used as natural archives for studying historical trends of pollutants such as heavy metals, and organic compounds.

## **THE COLLE GNIFETTI FIRN/ICE CORE**

In September 2003, two firn/ice cores, respectively 81.9 and 81.1 m long, were drilled to the bedrock on Colle Gnifetti (4455 m a.s.l., 45°55'50.4''N, 07°52'33.5''E), Monte Rosa massif, near the Swiss/Italian border. The mean accumulation is only 0.44 m w.eq./year, principally due to summer snow while winter snow is eroded by strong local winds (Jenk et al., 2007).

The timescale of this firn/ice core was established using a multi parameter approach including annual layer counting (ALC), identification of reference horizons and radiocarbon dating of carbonaceous aerosols. To achieve a continuous chronology a two-parameter (2p-) model was applied. Analysis and dating of the bottom ice of the Colle Gnifetti glacier revealed that the core covers most of the Holocene at the least with indication for late Pleistocene ice present at the very bottom.

## **MATERIALS AND METHODS**

A new melting device for on-line decontamination and continuous analysis of alpine firn/ice cores has been designed, built and tested. Melt water from the inner part of each ice core section was pumped to an ICP-QMS and a conductivity micro-cell for continuous measurements of trace elements concentrations and conductivity, respectively.

Discrete samples were also collected for trace elements, Pb isotopes and <sup>239</sup>Pu determinations by ICP-SFMS. Melt water from the outer section was extracted on-line by solid-phase cartridges (SPE) for semi-continuous Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) analysis.

## POLYCYCLIC AROMATIC HYDROCARBONS PROFILE

Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH) are ubiquitous pollutants which can be detected in various environmental matrices located in both populated and remote areas. Some PAH have several sources but others are often related to a particular combustion process. They primarily originate from incomplete combustion of organic matter and fossil fuels (e.g. diesel engines, domestic heating, industrial combustion) and for this reason they can be used as tracers of combustion activities.

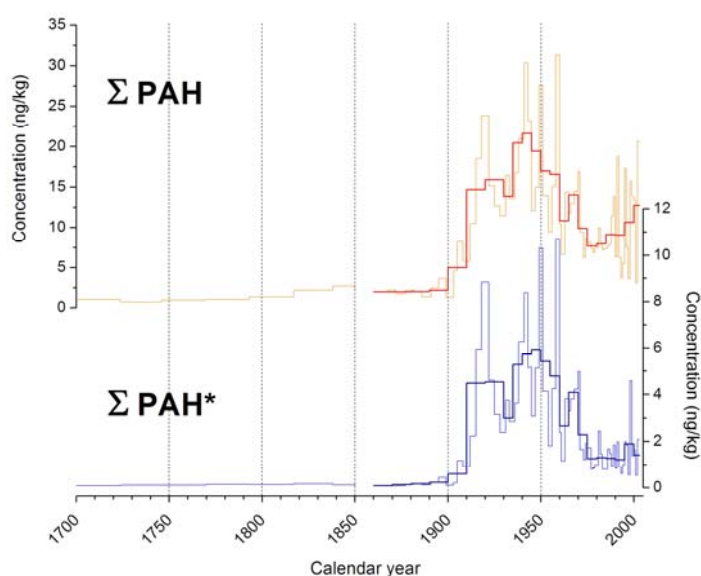


Fig. 1  $\Sigma$ PAH profiles for all the compounds analyzed (Phe, Ant, Fla, Pyr, Cri, BbF, BkF, BaP, dBP, BghiP, InP) and heaviest compounds ( $\Sigma$ PAH\*) with more than 4 aromatic rings (BbF, BkF, BaP, dBP, BghiP, InP). The bold red line represents 5- and 10-year averages, respectively, for the periods 1930-2003 and 1860-1930.

Before 1875 the  $\Sigma$ PAH levels were very low with total mean concentrations less than 2 ng/kg and 0.08 ng/kg for the heavier compounds and so the pre-1750's  $\Sigma$ PAH concentrations were considered to be background levels. During the first phase of the Industrial Revolution, from 1770-1830, the PAH deposition showed a slight increase, indicating the limited environmental impact of those industrial activities. From the inception of the second phase of the Industrial Revolution at the end of 19th Century,  $\Sigma$ PAH concentration increased rapidly, and in 1920  $\Sigma$ PAH reached values 10 times greater than background values. In the 1920s, economic recession in Europe depressed industrial production which was still converting to civil production processes after the first world war. The heavy industrial production in Europe in 1921-23 was about 60% lower than in 1913. This production trend is apparent in  $\Sigma$ PAH concentrations which diminished by half in the early 1920s. At the end of 1920's, when the crisis seemed to be over, the subsequent US recession which began in 1929 affected the European economy, with the bottom of the depression occurring in 1932. From the mid 1930s the industrial production and the coal consumption grew rapidly driven by Germany's economy. Similarly,  $\Sigma$ PAH rapidly doubled and reached their maximum concentrations from 1945 to 1955, with values of 32 ng/kg for  $\Sigma$ PAH (mean value 21 ng/kg). This value is



respectively 15 times greater than background concentrations. From 1955 to 1975,  $\Sigma$ PAH concentrations decreased by a factor of 3. From 1975 to 2003  $\Sigma$ PAH rose again to near 1910s values. The concentrations of heavier compounds over the last 3 decades have been stable and no statistically significant trend is visible.

The different behaviours of light and heavy PAH profiles reflects the chemical features of each individual compound. In particular the heavy  $\Sigma$ PAH\* are mostly associated with fine and ultra-fine aerosols. In the last decades, particulate emissions have decreased because of more efficient emissions control devices such as electrostatic precipitators and fabric filters, which are used to reduce emissions from major point sources. For relatively volatile light compounds climatic variables also play an important role in transport and deposition processes and therefore have a higher short term variability. The higher variability in the more recent samples is at least partly due to the increased time resolution. Recent variability is principally the result of different vertical transport efficiencies in summer and winter which bring polluted air from the boundary layer to high altitudes.

The use of PAH ratio fluoranthene to fluoranthene plus pyrene (Fla/(Fla+Pyr)) for source assignment is described in the literature and a value of 0.50 is usually defined as the petroleum/combustion transition point. The ratio Fla/(Fla+Pyr) before the 1890s was greater than 0.65 and progressively decreased during the 20th Century to less than 0.50 in the 1980s. This ratio change indicates an increase in the relative contribution of crude oil, diesel and gasoline respect to coal and wood combustion which were the most widespread combustibles in the 19th Century. After the 1950s more effective emissions controls decreased the environmental impact of polluting industries, such as thermoelectric and smelting plants, which normally burn coal and low-quality fuel oil. Similarly, the rapid increase in the last two decades could be explained by the reduction of mobile emissions with a consequent growth in the relative contribution of wood burning. In fact, natural wood and wood pellet combustion are very popular for domestic heating not only in Alpine towns but also in many large European cities.

### **<sup>239</sup>Pu PROFILE**

In Figure 2, the <sup>239</sup>Pu activity profile inferred from the Colle Gnifetti ice core and the records of atmospheric and underground nuclear tests are reported.

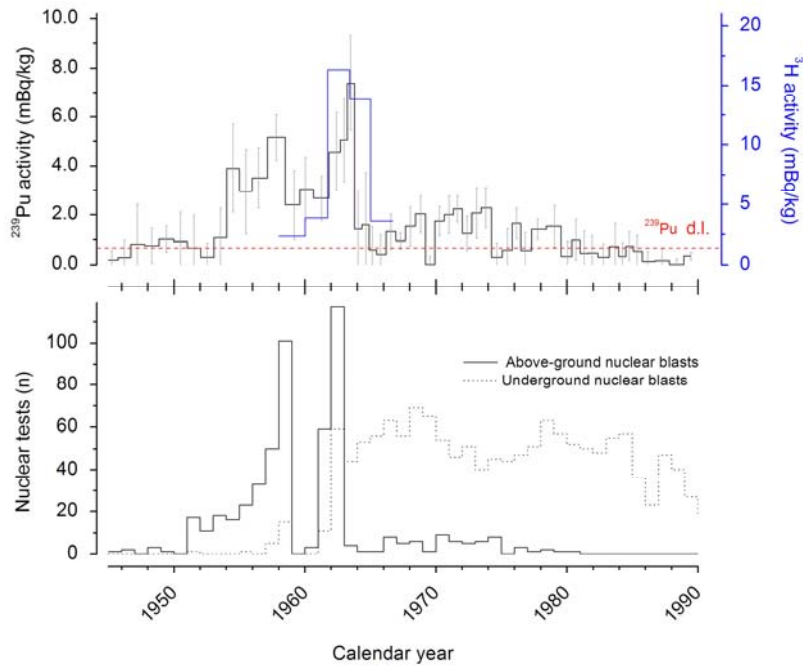


Fig. 2  $^{239}\text{Pu}$  activities, with the associated RSD (grey shading), in the upper 31 m of firn and ice from Monte Rosa and five  $^3\text{H}$  measurements (blue line), corresponding approximately to the time period 1945-1990, compared with the number of worldwide nuclear tests (solid line: atmospheric tests; dotted line: underground tests).

The first  $^{239}\text{Pu}$  activity peak occurs in 1955/56 with a maximum value of 4.7 mBq/kg. A slight decrease followed, with activities about 3.3 mBq/kg, until a second activity peak of 5.0 mBq/kg was detected in 1958/59. The second peak in  $^{239}\text{Pu}$  activity is in good agreement with the historical statistics which report 101 atmospheric bomb tests in 1958. In November 1958 the Partial Test Ban Treaty temporarily stopped atmospheric tests, until the resumption of tests by the USSR in September 1961. Despite the temporary halt to testing in 1959/60, the Pu activity only decreased to half of the value of the 1958 peak, reaching 2.6 mBq/kg. With the resumption of tests from 1962, the  $^{239}\text{Pu}$  activity rapidly increased to a maximum of 7.9 mBq/kg in 1963-64, almost double the intensity of the 1958 peak. In the period 1961/62, 168 atmospheric nuclear weapon tests were carried out by the US, USSR, France and UK, some of which were extremely powerful. In 1961, the USSR tested the most powerful thermonuclear weapon (Tsar bomb, 57 Mt). While the maximum numbers of atmospheric tests were recorded in 1958 and 1962, the highest  $^{239}\text{Pu}$  concentrations in the Colle Gnifetti core were detected in 1959 and 1963, respectively. The shift in the  $^{239}\text{Pu}$  maxima could be explained by a long residence time due to mixing and transport processes in atmosphere. In 1963 the USA and USSR signed the Limited Test Ban Treaty, suspending all atmospheric nuclear detonations. Comparing the  $^{239}\text{Pu}$  and  $^3\text{H}$  profiles in the time period from 1958 to 1966, the relative intensity of the  $^3\text{H}$  signal for 1959 is much smaller than that of  $^{239}\text{Pu}$ . A possible explanation is that the  $^3\text{H}$  production during the first fission bomb test period was limited while it considerably increased with the thermonuclear detonation tests, since  $^3\text{H}$  was mainly used in thermonuclear bombs for boosting the primary fission which triggers the fusion process. Although

the first thermonuclear test was carried out by the USA in 1952 (Mike bomb, 10.9 Mt; Marshall Islands, Pacific Ocean), the most powerful fusion bombs were tested in 1961 – 1963, many of them in the Novaya Zemlya (USSR) test site in the Arctic. The  $^{239}\text{Pu}$  record is in better agreement with the atmospheric nuclear test profiles compared to  $^3\text{H}$ , which is more closely related to the nuclear fallout derived from thermonuclear blasts.

After 1964, the Pu activities in Colle Gnifetti core decreased very sharply, reaching their minimum in 1967. The period from 1967-1974 is characterized by an irregular  $^{239}\text{Pu}$  profile with some peaks of activity values about 20-30% of the size of the 1964 peak. These secondary peaks should be primarily due to the French and Chinese atmospheric tests carried out during that period, but the observed activities are high relative to the maxima of the 1960s, and cannot be directly related to the number and power of atmospheric tests. From 1960 to 1966, France carried out 17 nuclear tests in two testing sites in the Algerian Saharan desert. Four of them, in 1960-61, were atmospheric tests with a total power of more than 70 kt, while the other 13 tests were conducted underground, even if serious problems of containment of radioactive material have been reported. Since soil scouring by atmospheric wet deposition is very limited in the arid Saharan region, fine radioactive particles can remain in the upper crust for very long times and then be deflated by winds for transport over long distances.

The impact of Saharan dust deposition over the high altitude alpine areas has been closely studied in the last decades. It was demonstrated that about two-thirds of the dust deposited in the Southern Alps originates from the Saharan desert and that the  $\text{Ca}^{2+}$  concentration in fresh snow is well correlated with the number of Saharan events, especially during spring and summer. The relatively high activities of  $^{239}\text{Pu}$  in alpine snow dated to the period 1967-1974 may be due to the transport of Saharan dust which was contaminated by French nuclear tests conducted in the 1960s. After the mid-1970s, this effect probably diminished due to decreasing radioactivity levels in Saharan dust as a result of erosion and scouring phenomena. After 1975, the  $^{239}\text{Pu}$  activities in the Colle Gnifetti ice core decreased below the instrumental detection limit.

## **Pb PROFILE OVER THE LAST 1,000 YEARS**

During the 9th and 10th centuries, Pb concentrations increased from less than 0.1 ng/g to more than 1.0 ng/g, reaching a first maximum at 900 AD. Similarly, enrichment factors increased from 10 to 100, demonstrating abundant non-crustal depositions (Figure 6.17). After a short-term decline, Pb concentrations reached a new maximum at 950 (1.2 ng/g) but with lower EF (20). From 950 to 1200, Pb levels continued to be higher than background level, with EF ranging from 20 to 100. The profiles of Cu, Cd and Zn appeared completely different without evident concentrations and EF trends. After 1200 AD, there was a quite rapid decline in the input of anthropogenic pollutants in accordance with the economic regressions of the Black Death (Plague; 1350 AD) when over 25% of European populations died. After 1500, Pb concentrations started to increase again culminating in a first peak at 1540 AD and a second at 1620 AD, both of 0.4 ng/g with an increase factor ranging from 30 to 50. In this period new techniques were developed which made it possible

to extract silver from silver-rich copper ores and large amount of lead were needed in this process. After 1550, Pb mining and metal production in Europe declined as exploitation of metal resources in the Americas increased.

From 18th century Pb concentrations started to increase with the beginning of the First Industrial Revolution (1800-1850). Before 1800 Pb concentrations remained quite low. From 1800 to the first decade of the 20th century Pb concentrations increased progressively, reaching a maximum in the 1920s (0.98 ng/g). During the 1920s, Pb concentrations suddenly halved, remaining at this value (about 0.40-0.43 ng/g) for the next two decades. These variations are due to pre-leaded gasoline emissions, with major contributions from non-ferrous metal production, iron and steel manufacturing and coal and wood combustion. While in the 18th and the first half of 19th centuries mining was probably the major Pb emission source, from the middle of 19th century a significant proportion of Pb deposition on Colle Gnifetti could be attributed to emissions of coal burning. That results in the first Pb peak centred at 1915-1920. The reduction from 1920 could be explained by the spreading industrial and economical crisis in Europe, especially in Italy, France and UK, reaching its peak in 1929 with the American stock market crash (the “Wall Street black Thursday”). After the Second World War, Pb deposition increased dramatically with the introduction of Pb additives for gasoline. Pb emissions in Europe peaked in the mid-1970s with a 5-year average concentration of about 3 ng/g and an enrichment factor of more than 300. From 1975, Pb concentrations in Colle Gnifetti ice began to decrease, in agreement with the first environmental policies in Europe which started to limit pollutants emissions. In the 1970s, the West German government was the first in Europe to regulate Pb additives in gasoline. In 1972 the maximum Pb concentration allowed in gasoline was 0.4 g/L and it was lowered to 0.15 g/L in 1976 (so called “low-leaded gasoline”). In 1981 the EU fixed the Pb limit modestly at 0.4 g/L, prohibiting all member countries from introducing national limits below 0.15 g/L. In 1985, the EU mandated all member states to offer unleaded gasoline from 1989, also recommending a maximum content of 0.15 ng/L. In 1998 the Arhus Treaty was signed in which all the EU countries stipulated the exclusive usage of unleaded gasoline by the year 2005.

Dario CAMUFFO, Chiara BERTOLIN (CNR-ISAC Padova): *Gli strumenti, le osservazioni e la variabilità climatica nel bacino del Mediterraneo dal 1654 a oggi*

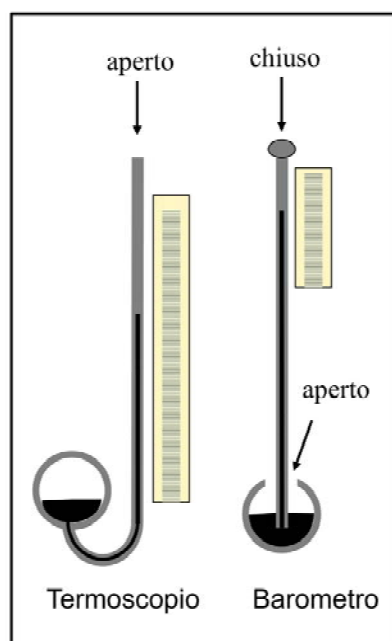
Prima di affrontare il tema della variabilità climatica nel bacino Mediterraneo è necessario considerare che tipo di strumentazione era disponibile e quale era l'affidabilità delle osservazioni a partire dalle origini. Il livello di incertezza dei primi secoli può essere fortemente ridotto una volta che siano noti i vari problemi strumentali, di calibrazione, di esposizione e di protocollo di lettura, e che si siano apportate le dovute correzioni alle serie. E' un lavoro che viene raramente intrapreso per la grande quantità di tempo richiesta prima per riconoscere la storia e i problemi, poi per correggerli uno a uno.

### 1. Sviluppo e incertezze degli strumenti e delle serie di osservazioni più antiche

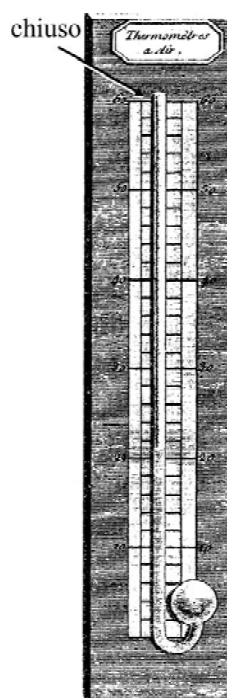
*Termometro.* Il primo termometro utile per osservazioni quantitative fu il termometro fiorentino ad alcool realizzato nel 1641 nell'ambito dell'*Accademia del Cimento* (Torricelli e Ferdinando II). Essendo completamente costruito in vetro sigillato era resistente alle intemperie diversamente dai termometri successivi con cannello di vetro fissato con filo di ferro a una tavoletta in legno.



Termometro Fiorentino



Termometro di Amontons



Termometro ad aria (Stancari)

Fig1. I principali termometri utilizzati in Italia nel XVII e XVIII secolo

Ferdinando II riuscì a far costruire un gran numero di termometri fiorentini con la stessa risposta in modo da costituire la *Rete Medicea* (1654-1670) dove i dati di ognuna delle 11 stazioni erano confrontabili con quelli di ogni altra, avendo la stessa scala e la stessa taratura. Le osservazioni venivano fatte all'aperto, da 6 a 8 volte al giorno, con un termometro esposto a nord e uno a sud di

un muro. Le serie di Firenze e Vallombrosa coprono tutto il periodo e sono di ottima qualità per cui è stato possibile recuperare, correggere e analizzare poi i dati (Fig .2 e 3).

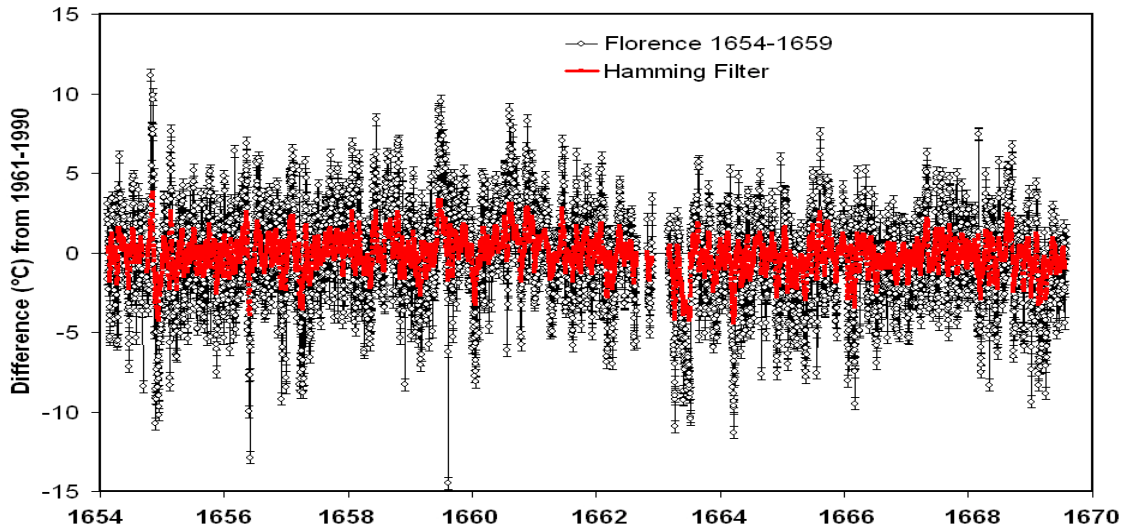


Fig.2. Anomalia di temperatura giornaliera della serie di Firenze 1654–1670. Filtro di Hamming con passo di 11 giorni (linea rossa), barre di errore:  $\pm 0.35^{\circ}\text{C}$ . (Camuffo e Bertolin 2011)

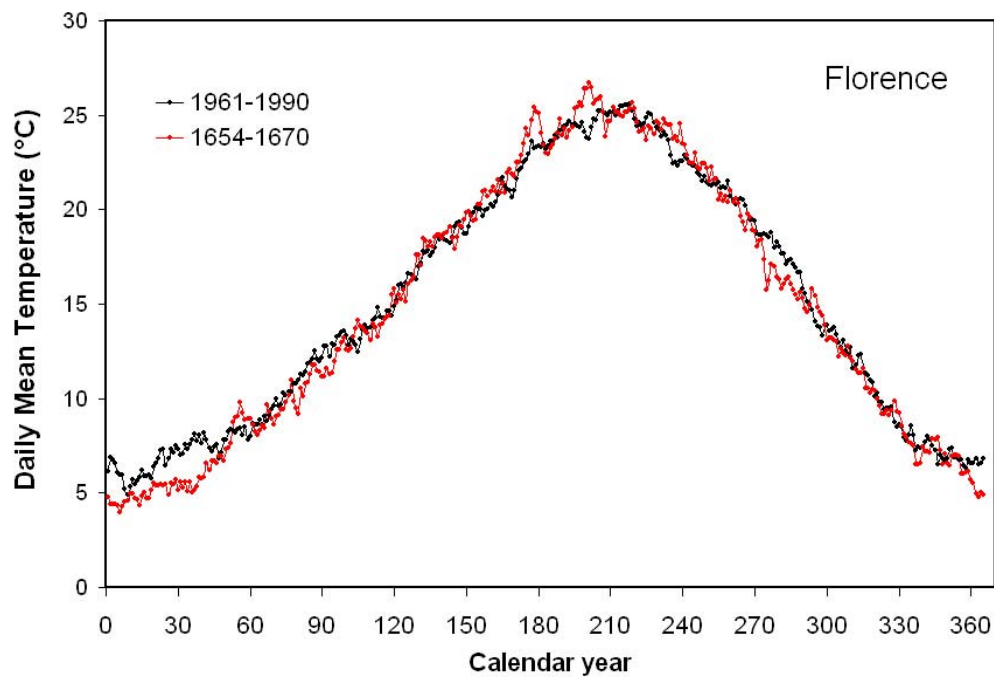


Fig.3. Distribuzione annuale della temperatura giornaliera di Firenze per il periodo 1654-1670 (rosso) e per il periodo di riferimento 1961-1990 (nero). (Camuffo e Bertolin 2011)

L'attività della Rete cessò per opera dell'Inquisizione e occorre mezzo secolo perché le osservazioni atmosferiche potessero riprendere nel bacino Mediterraneo.

Nel XVIII sec le serie di osservazioni più lunghe e affidabili furono eseguite a Padova e a Bologna, a partire dal 1716 (Fig..4).

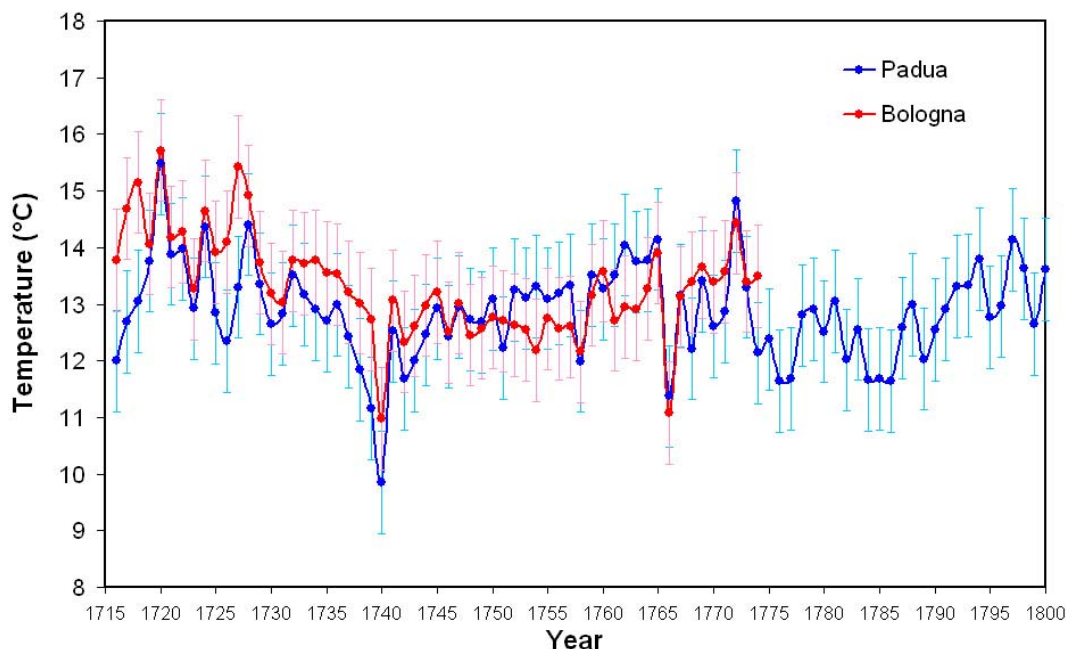


Fig.4. Temperatura media annuale per il periodo 1716-1800 a Padova (Blu) e Bologna (Rosso). Barre di errore:  $\pm 0.9^{\circ}\text{C}$

Sia a Padova che a Bologna le osservazioni erano fatte con un termometro principale, ma erano affiancate da altre serie parallele, eseguite dallo stesso operatore su termometri diversi, permettendo un prezioso confronto tra le strumentazioni. I due termometri principali erano entrambi ad aria, derivati dal termo-baroscopio inventato da Galileo nel 1593. In principio, il termometro ad aria era molto sensibile ma aveva due problemi fondamentali: risentiva della pressione atmosferica ed era fissato su una tavoletta di legno su cui era riportata la scala. Per il problema della pressione atmosferica si trovarono due soluzioni.

Dato che la pressione atmosferica è antagonista all'espansione dell'aria nella nell'ampolla, Amontons (1695, 1699, 1702) trovò la soluzione sommando la lettura barometrica. Problemi aperti rimasero: il fatto che le letture barometriche allora non venivano corrette (richiedendo ora un paziente lavoro di correzione), che le osservazioni erano fatte con entrambi gli strumenti alla stessa temperatura, ma non la calibrazione (altra correzione oggi necessaria) e che la vetreria fissata con un fil di ferro alla tavoletta in legno poteva scivolare, creando un drift che va corretto. La tavoletta in legno si deformava con l'umidità con il rischio di tendere troppo il fil di ferro e spezzare il cannello in vetro; pertanto il termometro di Amontons non poteva essere esposto direttamente alle intemperie. Per questo motivo, buona parte delle misure del XVIII sec furono effettuate all'interno ed è stato possibile trasformarle in "esterne" una volta stabilita la correlazione tra osservazioni interne e esterne fatte simultaneamente nello stesso palazzo. A Padova fu usato come termometro principale l'Amontons, ma anche come secondari il Réaumur, il Fahrenheit e il Delisle a spirito o a mercurio.

La seconda soluzione all'influenza della pressione atmosferica fu proposta da Stancari nel 1707, lasciando un certo volume di espansione per la colonna del liquido sospinto dalla bolla d'aria e per sigillando il tutto per evitare ogni contatto con l'esterno, in pratica applicando al termometro ad aria la soluzione utilizzata per quelli a liquido. Il problema era che alle temperature maggiori l'aria contenuta nella parte superiore del tubo si opponeva alla dilatazione della bolla d'aria nell'ampolla, alterando la risposta. Anche per questo è stato necessario calcolare l'errore nelle varie condizioni e correggerlo. Anche per lo Stancari, come per tutti i termometri del XVIII sec vigevano i problemi connessi con la deformazione del legno e l'impossibilità di esposizioni libere esterne, prima dell'invenzione di schermi per la pioggia (e il sole) e della capannina. A Bologna fu usato lo Stancari, ma anche il Fiorentino e vari Réaumur.

Nel XVIII sec sussiste l'ulteriore problema dell'orario delle letture: una sola al giorno, due o nel caso migliore tre, distribuite di prima mattina, a mezzogiorno o poco dopo, e alla sera, ma non esattamente alle stesse ore. Questo rende impossibile il calcolo della media giornaliera. Il problema è stato risolto passando all'anomalia, vedendo in pratica quanto ogni singola osservazione si discosti dall'omologa nel periodo di riferimento. Da questo è possibile ricostruire la serie delle anomalie giornaliere e dei valori assoluti. L'incertezza ovviamente diminuisce all'aumentare del numero delle letture, se queste sono prese a orari diversi, ed è particolarmente bassa se sono disponibili due misure giornaliere, prese una all'alba e una quando si realizza il massimo termico (verso le ore 14-15). Fino alla Rivoluzione Frances (1789) un'ulteriore trasformazione può essere dovuta se l'orario di misura è segnato "*all'italiana*" (conteggiando le ore a partire dal crepuscolo), per ottenere il TMEC.

Alla fine del XVIII sec, la Rete della *Societas Meteorologica Palatina* di Mannheim (1783-1792) dà istruzioni precise concernenti il protocollo delle osservazioni, l'esposizione all'esterno e gli strumenti di misura, alcuni dei quali distribuiti per assicurare la massima omogeneità. I termometri avevano la scala su supporto metallico ed erano protetti da un tubo di vetro in modo da poter resistere alle intemperie. Con Mannheim inizia il periodo maturo delle osservazioni, con l'unica eccezione dello schermo termometrico. La prima informazione trovata su schermi termometrici risale al 30-06-1780 quando Toaldo a Padova ne applicò uno per riparare il termometro dalla radiazione solare diretta e diminuì di 0.5 °C le letture del mattino a partire da Marzo per correggere questo errore.

*Pluviometro.* I tipi di pluviometro usati sono stati molti, con una certa evoluzione applicata a volte tardivamente. I principali tipi furono: un rozzo cilindro con un imbuto a sezione quadrata e lettura immergendo una stecchetta graduata per la lettura; idem ma con cilindro di raccolta dotato di un sifone con un tubicino esterno per la lettura diretta; raccolta e misura volumetrica dell'acqua precipitata da un collettore a imbuto sul tetto; idem ma usando la cupola della Specola come enorme collettore; pluviometro a sifone Palazzo; pluviometro ad accumulo e rovesciamento UIRMA: modello registratore a tamburo UIRMA; pluviografo collettore di tipo agrario del Magistrato alle Acque; pluviografo a vaschetta basculante con registrazione su carta e poi elettronica (Fig.5).

I modelli non registratori erano soggetti a notevoli perdite per evaporazione; il modello con lettura a tubicino esterno e la raccolta dalla cupola tramite pluviali e grondaie introducevano una soglia e sottovalutazione per acqua stagnante; i modelli a sifone e a vaschetta basculante potevano sottovalutare le piogge più violente; l'imbuto quadrato introduceva distorsioni nella raccolta, ma il punto più critico è sempre stata la posizione dello strumento: sul tetto, sulle terrazze, nei cortili, o in campo aperto. Gli errori strumentali, di osservazione e di esposizione sono difficili da eliminare e introducono elementi spuri che possono falsare i risultati e la loro interpretazione.



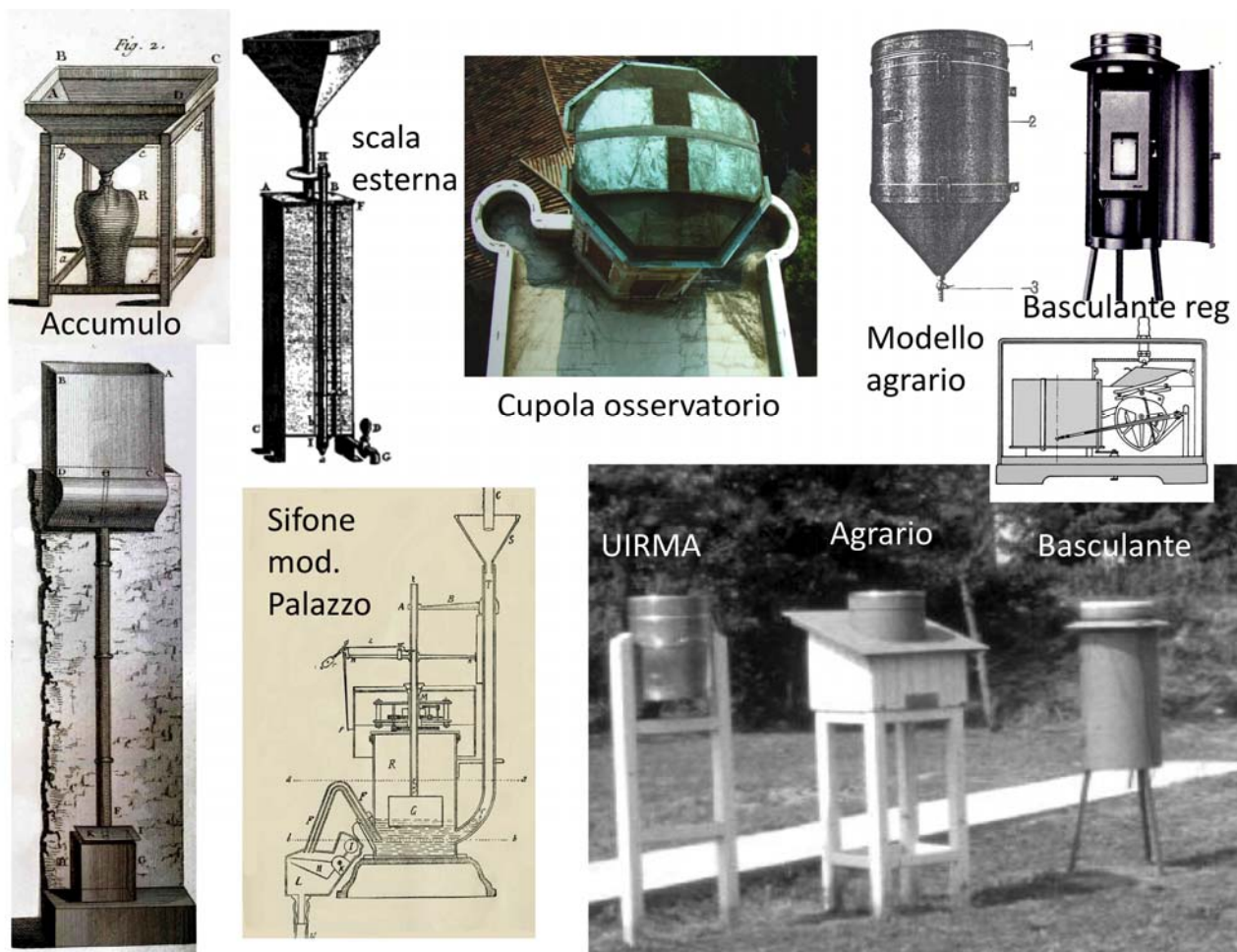


Fig.5. Varii tipi di pluviometro usati a Padova e Bologna

## 2. La Variabilità climatica nel bacino Mediterraneo

### *Temperatura*

I risultati ottenuti dall'analisi delle lunghe serie strumentali di temperatura non forniscono una netta evidenza di andamenti crescenti o decrescenti su lunghi periodi (ad esempio uno o più secoli), (Fig.6) ad esclusione del recente riscaldamento Globale degli ultimi 30-40 anni (IPCC 2007: Le Treut et al., 2007) (Fig.7).

Fluttuazioni a corto termine e cicli decennali e pluridecennali sembrano non essere una novità nel bacino del Mediterraneo. Tutte le serie mostrano che sia i valori di temperatura che quelli di precipitazione oscillano costantemente entro una certa banda. Queste oscillazioni differiscono in ampiezza e durata a seconda nei secoli. In precedenti articoli si è visto che la periodicità della temperatura è stata di 12.7, 26.5, 34.4 e 57.3 anni (Camuffo et al., 2010a,b).

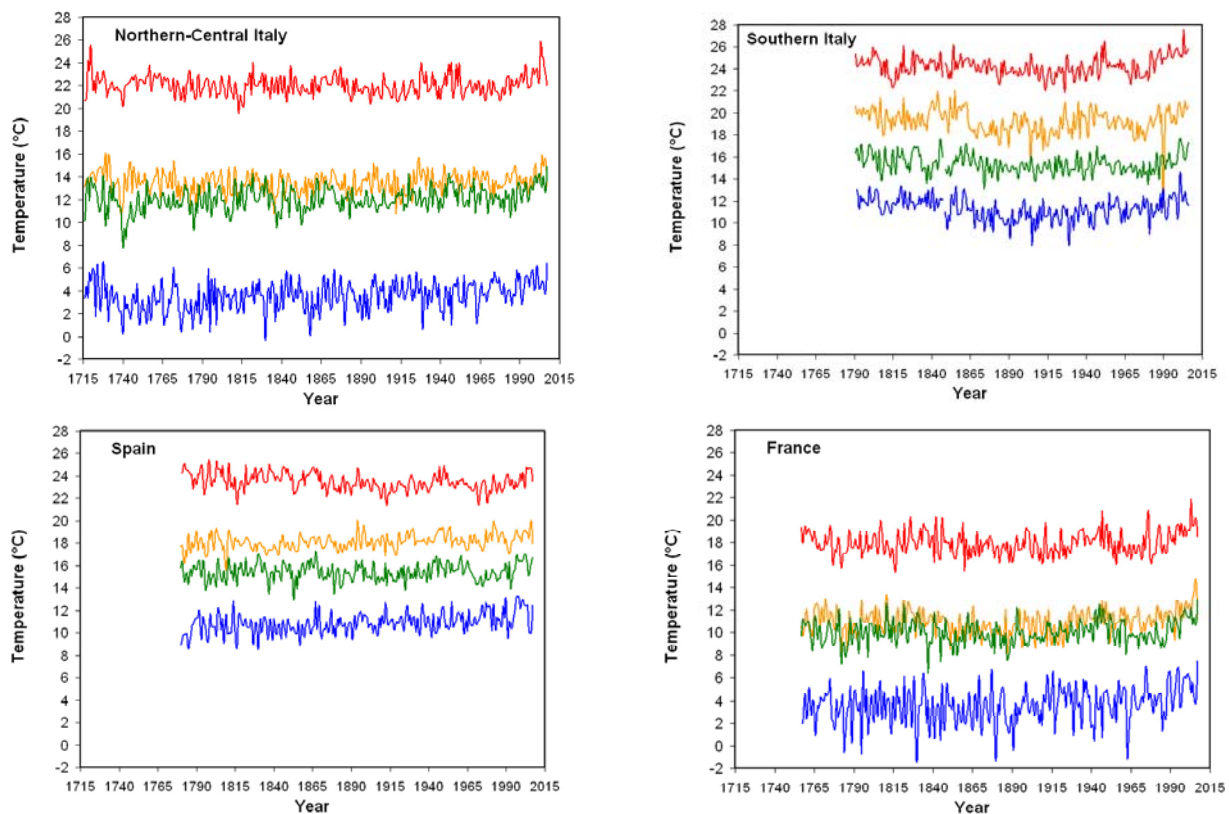


Fig.6. Temperatura media stagionale (rosso: estate; verde: primavera; arancione: autunno e blu: inverno) Italia, Spagna e Francia. (Camuffo et al. 2010b)

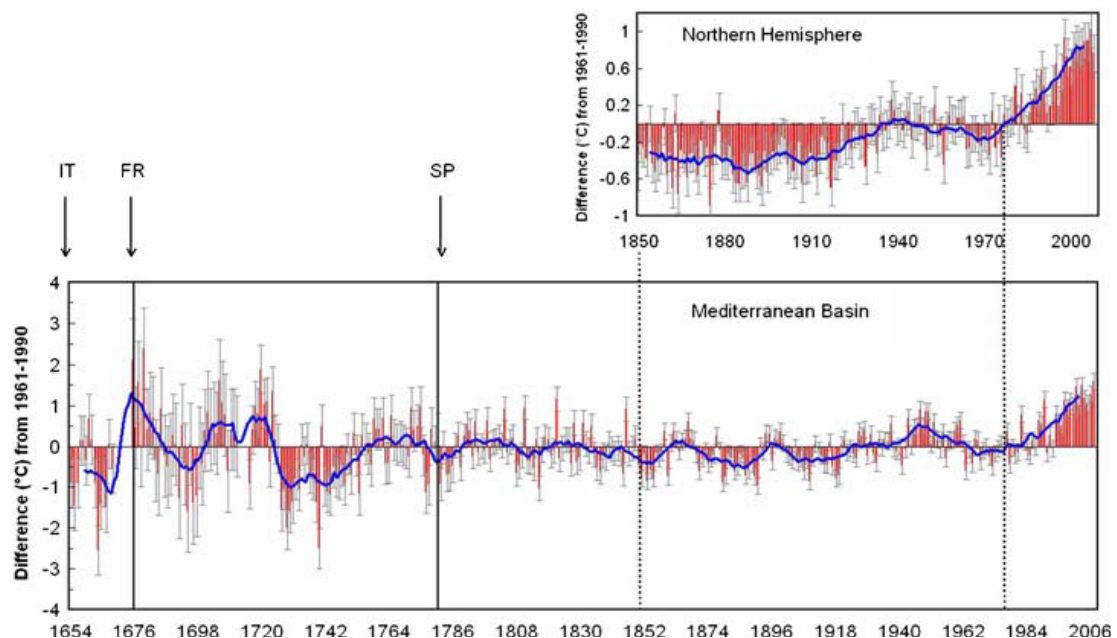


Fig.7. Confronto tra l'anomalia di temperatura media annuale nel bacino occidentale del Mediterraneo e nell'Emisfero Nord. In alto: Anomalia nell'Emisfero Nord (IPCC 2007: Le Treut et al. 2007). In basso: Anomalia nel bacino occidentale del Mediterraneo. Le scritte: IT, FR ed SP indicano l'anno di inizio delle serie rispettivamente per Italia, Francia e Spagna. La media mobile con passo di 11 anni è riportata in blu. (Camuffo et al. 2010b)

### Precipitazione

L'andamento stagionale di questo set di dati evidenzia una continua e marcata oscillazione attorno alla media dell'intero periodo strumentale (Fig.8) ma non evidenzia trend specifici su periodi di tempo rilevanti bensì per periodi di qualche decade. Questi grafici possono essere confrontati con IPCC 2007 (Fig. 3.14 in Le Treut et al. 2007) che riporta la precipitazione annuale nel bacino del Mediterraneo per il periodo 1901-2005. Anche nell'IPCC2007 non sono visibili trends.

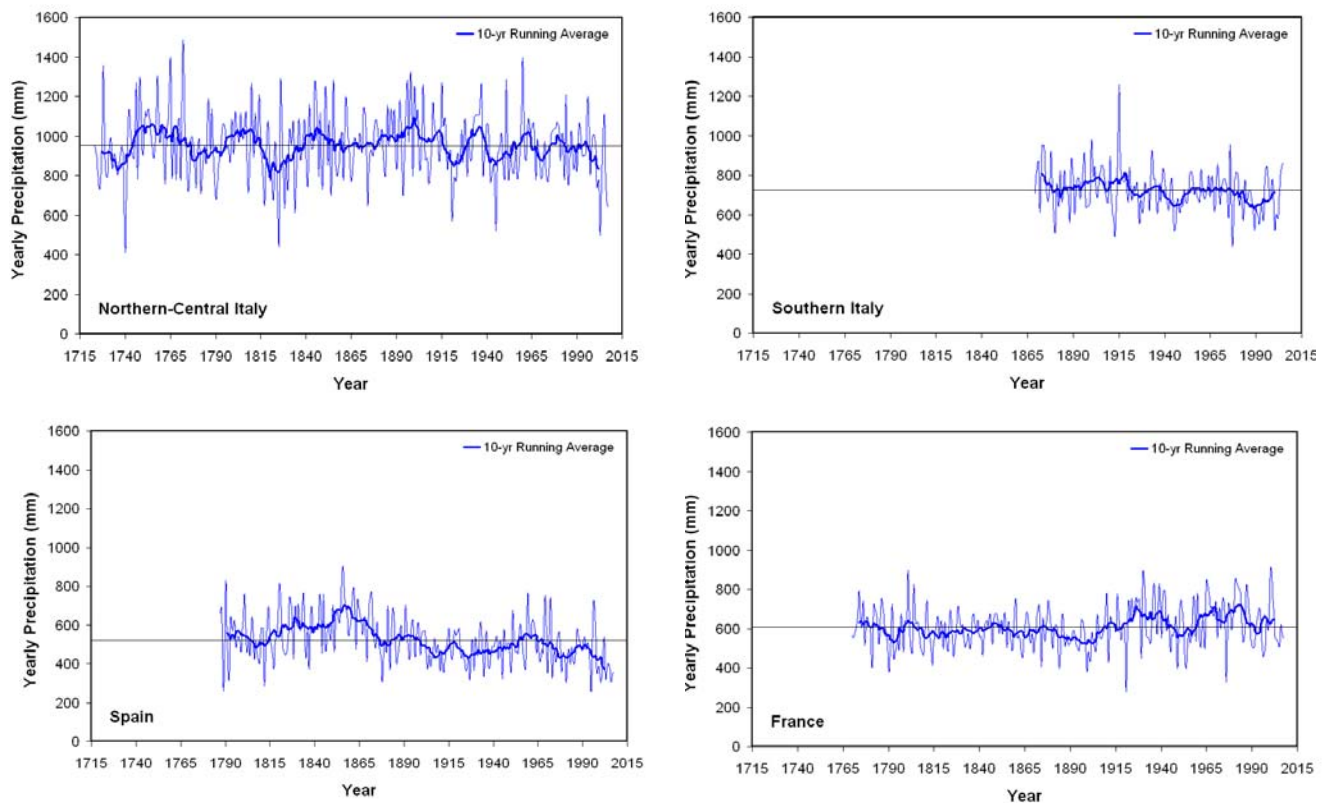


Fig.8. Precipitazioni annuali nel bacino Mediterraneo occidentale. In senso orario dall'alto: Nord-Centro Italia, Sud Italia, Francia e Spagna. La linea spessa blu indica la media mobile con passo di 10 anni. (Camuffo et al. 2011)

Le recenti decadi dopo il 1965 appaiono progressivamente affette da crescente aridità, ma considerando l'andamento a lungo termine si vede che condizioni simili al minimo odierno si sono già ripetute in passato. Sembra che l'alternanza di periodi a maggiore o minore precipitazione faccia parte di un sistema oscillante, allo stato attuale amplificato da fenomeni di natura antropica. Le analisi armoniche dello spettro di potenza e di Wavelet effettuata sulla serie di Precipitazione annuale del Mediterraneo hanno evidenziato una periodicità principale di 95 anni ad un livello di confidenza del 95% seguito da una oscillazione quasi biennale e non da trends specifici. A livello stagionale invece le periodicità sono più deboli e solamente in autunno si ha una periodicità con livello di confidenza del 95% per un ciclo di 47.5 anni.

## Conclusioni

Dall'analisi climatica si osserva come la correlazione tra temperatura e precipitazione mostra, su tempi scala degli ultimi 350 anni, un accoppiamento instabile che oscilla tra periodi di riscaldamento-raffreddamento per la temperatura e periodi piovosi e siccitosi per le precipitazioni (fig.9) che dipendono dall'influenza relativa dell'Atlantico, del versante orientale del bacino del Mediterraneo e dell'Africa.

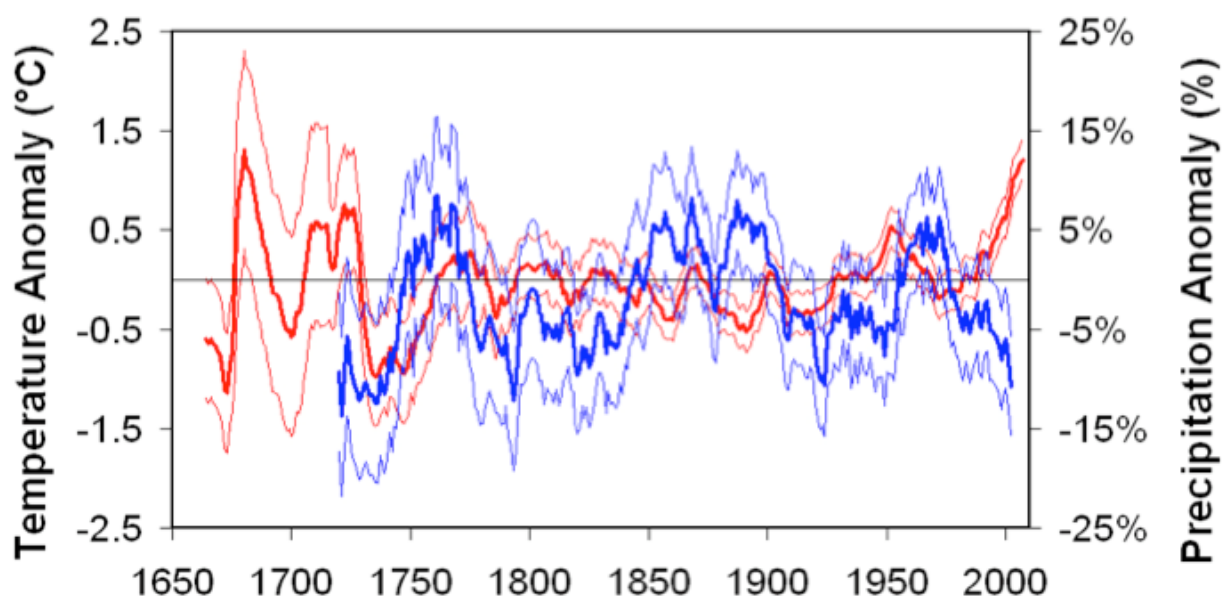


Fig.9. Anomalie di temperatura (rosso) e di precipitazione (blu) nel bacino Mediterraneo occidentale espresse rispettivamente come differenza e rapporto (periodo di riferimento 1961-1990). Le linee sottili rappresentano la banda di incertezza. (Camuffo et al. 2010a)

Al momento attuale, la temperatura e le precipitazioni hanno andamenti opposti, caldo e secco, ma come si può osservare dall'analisi dei secoli passati questo non è né la sola combinazione climatica possibile né l'equilibrio più stabile per tale Sistema climatico.

Le osservazioni qui riportate fanno presupporre che l'accoppiamento tra l'odierno stato caldo e secco del GW non persisterà a lungo. La tendenza degli ultimi decenni verso una fase di riscaldamento con il rischio di aridità crescente dovrebbe sembra debba essere interpretata come la combinazione momentanea di fase tra temperatura crescente e precipitazione decrescente di oscillazioni in corso, probabilmente non lontano dal punto di inversione. L'ipotesi di un cambiamento climatico più limitato entro l'area del Mediterraneo, che sarà verificata nell'imminente futuro, suggerisce uno scenario meno allarmista, con minor impatto locale del Riscaldamento Globale.

Ringraziamenti: Questo lavoro riassume i risultati acquisiti con i progetti europei IMPROVE (ENV4-CT97-0511), MILLENNIUM (Contr. 017008-2) e *Climate for Culture* (Grant 226973). Si è grati a tutti i Colleghi che hanno partecipato a questi contratti.

## Bibliografia per approfondimenti

Camuffo, D., Bertolin, C., 2010: Recovery of the Early Period of Long Instrumental Time Series of Air Temperature in Padua, Italy (1716-2007). *Physics and Chemistry of the Earth* DOI: 10.1016/j.pce.2010.02.002

- Camuffo, D., Bertolin C., 2011: The earliest temperature observations in the World: the Medici Network (1654-1670) *Climatic Change* (DOI: 10.1007/s10584-011-0142-5)
- Camuffo, D., Jones, P. (editors), 2002: *Improved Understanding of Past Climatic Variability from Early Daily European Instrumental Sources*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 392 pp.
- Camuffo, D., Bertolin, C., Jones P., Cornes R., Garnier, E., 2009: The earliest daily barometric pressure readings in Italy: Pisa, 1657-8 and Modena, 1694 and the circulation index over Europe, 1694. *The Holocene* 20(3) 1–13, DOI: 10.1177/0959683609351900
- Camuffo, D., Bertolin, C., Diodato, N., Barriendos, M., Dominguez-Castro, F., Cocheo, C., della Valle, A. Garnier, E. and M.-J. Alcoforado. 2010a. The Western Mediterranean Climate: how will it respond to Global Warming? *Climatic Change* 100, 137-142. DOI: 10.1007/s10584-010-9817-6
- Camuffo, D., Bertolin, C., Barriendos, M., Dominguez-Castro, F., Cocheo C., Enzi S., Sghedoni, M., della Valle A., Garnier E., Alcoforado M.-J., Xoplaki E., Luterbacher J., Diodato N., Maugeri M., Nunes M.F., Rodriguez, R., 2010b: 500-year temperature reconstruction in the Mediterranean Basin by means of documentary data and instrumental observations. *Climatic Change* 101 (1-2), 169-199. DOI: 10.1007/s10584-010-9815-8
- Camuffo, D., Bertolin, C., della Valle A., Cocheo C., Diodato N., Enzi S., Sghedoni, M., Barriendos, M., Rodriguez, R., Dominguez-Castro, F., Garnier E., Alcoforado M.- Nunes M.F., 2011: Climate Change in the Mediterranean over the last five hundred years. In Elias Carayannis (Ed.) "*Global Warming / Book I*", InTech - Open Access Publisher, Rijeka, Croatia ISBN 978-953-308-97-6.
- Diodato N., Bellocchi G., Bertolin C., and Camuffo, D., 2010: Multiscale regression model to infer historical temperatures in a central Mediterranean sub-regional area. *Clim. Past Discuss.*, 6, 1–25
- Glaser, R., Riemann, D., Schönbein, J., Barriendos, M., Brazdil, R., Bertolin, C., Camuffo, D., Deutsch, M., Dobrovolny, P., Engelen van, A., Enzi, S., Haličhová, M., Koenig, S., Kotyza, O., Limanowka, D., Macková, J. and M. Sghedoni. 2010. The variability of European floods since AD 1500. *Climatic Change* 101 (1-2), 235-256. DOI 10.1007/s10584-009-9782-0
- IPCC2007: Le Treut H, Somerville R, Cubasch U, Ding Y, Mauritzen C, Mokssit A, Peterson T, Prather M (2007) Historical overview of climate change. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds) *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, pp 93–127
- Luterbacher, J. Koenig, S.J. Franke J., van der Schrier, G. Della-Marta P.M., Jacobeit J., Küttel M., Gonzalez-Rouco F.J., Zorita E., Xoplaki E., Stössel M., Rutishauser T., Wanner H., Pfister C., Brázdil R., Dobrovolný P., Camuffo D., Bertolin C., Moberg A., Leijonhufvud L., Söderberg J., Allan R., Wilson R., Wheeler D., Barriendos M., Glaser R., Riemann D., Nordli O., Limanówka D., van Engelen A., Zerefos C.S., 2010: Circulation dynamics and its influence on European and Mediterranean January-April climate over the past half millennium: Results and insights from instrumental data, documentary evidence and coupled climate models *Climatic Change* 101 (1-2), 201-234. DOI 10.1007/s10584-010-9816-7

Filomena CANORA, Cosima A. ROSSI, Giuseppe SPILOTRO (Università della Basilicata): *La piccola età glaciale nell'area di Taranto (Puglia, Italia)*

Nella regione Murgiana (Puglia) le interazioni tra le variazioni e gli stazionamenti quaternari del livello del mare con il conseguente aggiustamento del livello di base della falda carsica hanno svolto un ruolo fondamentale sull'evoluzione delle dinamiche interconnesse dell'attuale assetto geomorfologico ed idrogeologico delle aree costiere ed interne (Canora et al., 2010), ed in particolare nell'area di Taranto.

Questa area è localizzata al confine tra due importanti strutture geologiche rappresentate dall'Avampaese Apulo a NE e dall'Avanfossa Bradanica a W, ed è caratterizzata da un basamento carbonatico mesozoico, potente alcune migliaia di metri, su cui sono depositati termini regressivi del ciclo marino plio-pleistocenico della Fossa Bradanica (Selli, 1962).

Più in particolare, la successione stratigrafica riconosciuta è rappresentata dal Calcare di Altamura (Cretaceo sup.), dalle Calcareniti di Gravina (Pleistocene inf.), dalla Formazione delle Argille sub-appennine (Pleistocene inf.), dall' Unità delle Calcareniti di Monte Castiglione (Calabriano-Tirreniano), dai Depositi marini terrazzati, oltre a Depositi continentali palustri, Sabbie di spiaggia attuale e Depositi continentali eluvio-colluviali e alluvionali (Ciaranfi et al., 1996).

La geomorfologia dell'area è caratterizzata da una successione di terrazzi che discendono verso il mare, posti a varie quote, di età pleistocenica, riferibili alle variazioni relative tra il mare e il continente. Tali terrazzi di età via via più recente avvicinandosi al mare, sono delimitati da scarpate di abrasione corrispondenti a successive linee di costa quasi parallele a quella attuale (Cotecchia & Magri, 1967; Cotecchia et al., 1969; Belluomini et al., 2002).

L'area sommersa del Golfo di Taranto è costituita da un settore più meridionale morfologicamente molto tormentato in quanto costituisce la prosecuzione della catena appenninica e un settore settentrionale più piatto ed uniforme tipico della zona dell'avampaese Murgiano. I due settori sono separati da un profondo canyon sottomarino, detto Canale di Taranto, che risulta impostato lungo linee tettoniche ad andamento appenninico.

Da un punto di vista tettonico il settore settentrionale dell'area di studio è caratterizzato da faglie normali ad andamento regionale NW-SE, mentre nel settore meridionale prevalgono faglie oblique E-W (Pieri et al., 1997; Festa, 2003; Spalluto et al., 2007).

La circolazione idrica sotterranea dell'area murgiana è caratterizzata dalla presenza di una imponente falda di acqua dolce contenuta all'interno del basamento mesozoico fratturato e carsificato, galleggiante sull'acqua di mare, con contorno a potenziale zero dove il contorno coincide con la linea di costa, a potenziale variabile da alcune decine di metri fino a zero, sul confine con i depositi impermeabili del colmamento della Fossa Bradanica.

La permeabilità delle rocce mesozoiche del basamento costituente l'acquifero si distribuisce con tipica disomogeneità ed anisotropia, controllate dalla litologia, dallo stato di fratturazione, dalla presenza delle terre rosse, dalla presenza e tipologia di fenomenologie carsiche e di livelli e banchi più compatti di calcari e livelli dolomitici nella successione carbonatica. Le stesse fenomenologie carsiche si sviluppano a quote altimetriche determinate, controllate dagli stazionamenti del livello mare (Canora et al., 2010).

Il contorno impermeabile rappresentato dai terreni del ciclo sedimentario bradanico lungo il bordo W della Murgia determina una direzione di deflusso obbligata verso l'area di Taranto, dove il tamponamento impermeabile si annulla o si assottiglia a spessori facilmente sifonabili.

La ricarica media annua dell'intera struttura idrogeologica Murgiana è stata valutata in oltre 1000 Mm<sup>3</sup>, mentre il deflusso delle acque di falda verso il Mar Ionio è stimato in circa 380 Mm<sup>3</sup> (De

Girolamo et al., 2002), corrispondenti ad un deflusso a mare delle sole sorgenti costiere e sottomarine la cui portata complessiva attuale è di circa 15 m<sup>3</sup>/s.

Gran parte del drenaggio di questa falda si determina, per condizioni idro-geo-strutturali, nell'area costiera di Taranto, con importanti tipiche evidenze geomorfologiche. In particolare, il drenaggio avviene attraverso sorgenti sottomarine all'interno di ampie conche erosive (i due seni del Mar Piccolo e quello ampio del Mar Grande), ovvero tramite sorgenti costiere, con ampie aree di palude (sorgenti del Tara, di ben 4 m<sup>3</sup>/s) o con brevi canali di connessione con il mare (la celebre storica sorgente del Galeso).

La falda di base ha dato origine quindi a numerose sorgenti al margine della copertura argillosa, sia quando il carico idraulico della falda era più alto della quota topografica della soglia impermeabile, sia quando queste, per effetto del fenomeno di sifonamento della copertura argillosa, si sono manifestate a terra, che a mare, formando le tipiche sorgenti sottomarine, note come "Citri" o "Chidri", nel Mare Piccolo e nel Mare Grande (Anello di S. Cataldo nel Mare Grande, Citro del Galeso, di S. Marco, Cupizze, Citro delle Copre nel Mare Piccolo), alcune delle quali con portate dell'ordine di 1000 l/s.

Quando lo spessore dei sedimenti argillosi è sottile, o quando le argille risultano fessurate, la falda carsica emerge dalla copertura delle argille, generando sorgenti subaeree, la cui evoluzione, a livello del mare costante, è determinata dalla quota relativa del tetto dei calcari in quel punto, rispetto al livello mare.

Oltre alla imponente falda idrica contenuta nel basamento carbonatico stratificato, fratturato e carsificato, falde idriche modeste si localizzano al contatto tra le sabbie marine o le calcareniti dei terrazzi tirreniani alla sommità delle argille azzurre sub-appennine.

I punti di emersione della falda carsica si sono modificati con le variazioni del livello mare, dando luogo, in corrispondenza degli stazionamenti, a forme tipiche assai simili a quelle attive attualmente, ma che hanno subito fossilizzazione totale o parziale.

La condizione discriminante deriva dalla posizione del nuovo livello mare, rispetto al fondo delle conche associate al sifonamento della falda, parzialmente colmate da depositi palustri. Se il nuovo livello mare è superiore a tale quota di fondo, l'acqua di mare rientra nelle conche, richiamata dagli elevati tassi di evapotraspirazione.

Questo meccanismo ha determinato la formazione delle Saline di Taranto (Spilotro & Rocanova, 1990; Spilotro & Locardo, 1993), marcate conche ellittiche a fondo piatto, che corrispondono alle conche intorno alle antiche emergenze della falda carsica, colmate dai sedimenti palustri sul fondo.

Il delicato equilibrio idrogeologico di queste singolari morfostrutture le rende perfetti indicatori climatici, in quanto, la riduzione dell'evapotraspirazione e/o un incremento delle precipitazioni le riporta allo stato di paludi, con inversione del flusso idrico sotterraneo verso mare.

L'evoluzione paleoclimatica del Quaternario ha visto il susseguirsi di diverse fasi interglaciali che hanno comportato evidenti variazioni del livello del mare.

L'Olocene si presenta come una fase post-glaciale in cui si delineano un periodo di forte riscaldamento (sino a 9/7 Ka B.P.), seguito da un riscaldamento più lento ma progressivo.

All'interno di questo trend molte sono le oscillazioni caldo/freddo di breve periodo, in cui quelle straordinarie, alle medie latitudini, appaiono riguardare il periodo freddo della Piccola Età Glaciale e il riscaldamento attuale (Silenzi & Antonioli, 2000).

La Piccola Età Glaciale è stato l'ultimo periodo di una serie di anomalie climatiche oloceniche, compresa tra il 1250 e il 1850, con il periodo tipico collocato tra circa il 1550 e il 1800 (Bradley, 2008; Wanner et al., 2008), e rappresenta un fenomeno molto interessante, ancora da spiegare nel dettaglio, in quanto i cambiamenti del livello relativo del mare a breve termine sono una manifestazione dei processi che conducono ai cambiamenti climatici a breve termine, rispetto ai

processi glacio-idro-isostatici di adeguamento climatico su lunghe scale temporali, probabilmente più semplici da comprendere.

Fra le diverse ciclicità recenti, la Piccola Età Glaciale appare confermata nell'area di Taranto dall'analisi di molti documenti, scritti storici e antiche mappe, relative ad un periodo compreso tra il 1567 e il 1850, che inequivocabilmente segnalano le evidenze di nuove condizioni climatiche.

Tali condizioni hanno messo in evidenza l'evoluzione morfologica recente, esplicitamente relazionata alle variazioni del livello del mare durante la Piccola Età Glaciale, in cui si verificò un prolungato raffreddamento climatico compreso tra 1 e 2 °C (Versteegh et al, 2007; Taricco et al, 2009; Incarbona et al., 2010), in cui le condizioni climatiche dell'area mutarono in senso più umido (Spilotro & Roccanova, 1990).

Questa analisi mostra una evoluzione storica dei bacini poco profondi corrispondenti alle saline. Nelle carte risalenti al 1567 e al 1585, questi bacini appaiono ben sviluppati e collegati al mare. Nelle mappe successive, del 1620 e 1692, essi scompaiono per ricomparire, infine, nelle carte del 1771 e del 1810. La ricomparsa delle saline nell'ultima fase, come documentato in numerosi scritti storici, causò l'inizio di un periodo difficile, con un tasso di mortalità molto elevato, in quanto si instaurarono situazioni climatiche caratterizzate da un notevole aumento di umidità con relativo impaludamento dell'area, ben segnalato nelle mappe più recenti.

Le interazioni tra le oscillazioni livello del mare e il sistema idrogeologico dalle prime glaciazioni Quaternarie fino all'ultima Piccola Età Glaciale, hanno generato una serie di processi fondamentali per la comprensione delle dinamiche interconnesse del presente sistema geomorfologico ed idrogeologico.

In particolare, le piccole variazioni del livello mare, con le più sensibili variazioni di piovosità e temperatura hanno favorito l'impaludamento delle ampie aree endoreiche, oggi interne al tessuto urbano di Taranto allora perimetrali, e l'instaurarsi di pessime condizioni climatiche ed ambientali (Fagan, 2001) determinando cambiamenti ed impatti sugli ecosistemi (Incarbona et al., 2010), sulle attività umane e sulle condizioni di salute delle popolazioni.

## **Bibliografia**

Belluomini G., Caldara M., Casini C., Cerasoli M., Mandra L., Mastronuzzi G., Palmentola G., Sansò P., Tuccimei P., Vesica P.L. (2002) – The age of late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 21, pp. 525-547.

Bradley R.S. (2008) - Holocene perspectives on future climate change, in: *Natural Climate Variability and Global Warming: A Holocene Perspective*. Edited by: Battarbee R. W. and Binney H. A., John Wiley & Sons, Ltd., Publication, 2pp. 54–268.

Canora F., Convertini A., Fidelibus M.D., Spilotro G. (2010) - Sea level stands, karst hydrology and morphologies through morphometric analysis in the Murgia plateau (Apulia, Southern Italy). *Atti Dip., DiSGG, Unibas*, 2, pp. 14.

Cotecchia V. & Magri G. (1967) - Gli spostamenti delle linee di costa quaternaria del Mare Ionio tra Capo Spulico e Taranto. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 3, pp 3-27.

Cotecchia V., Dai Pra G. & Magri G. (1969) - Oscillazioni tirreniane e oloceniche del livello del mare nel Golfo di Taranto, corredate da datazioni col metodo del radiocarbonio. *Geol. Appl. Idrogeol.*, 6, pp. 93-148.

Ciaranfi N., Marino M., Sabato L., D'Alessandro A. & De Rosa R. (1996) - Studio geologico stratigrafico di una successione infra e meso-pleistocenica nella parte sudoccidentale della Fossa Bradanica (Montalbano Ionico, Basilicata). *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, pp. 379-391.

De Girolamo A.M., Limoni P.P., Portoghese P., Vurro M. (2002) – Il bilancio idrogeologico delle idrostrutture pugliesi: sovrasfruttamento e criteri di gestione. *L'Acqua* 3, pp. 33–45.

Fagan B.M. (2001) *The Little Ice Age: How Climate Made History 1300-1850*. Edited by: Basic Books. ISBN 0-465-02272-3, pp 272.



- Festa V. (2003) - Cretaceous structural features of the Murge Area (Apulian Foreland, southern Italy). - *Eclogae geol. Helv.*, 96, pp. 11 – 22.
- Pieri P., Festa V., Moretti M. & Tropeano M. (1997) - Quaternary tectonic activity of the Murge area (Apulian foreland - Southern Italy). *Ann. di Geof.*, 5, 1395-1404.
- Selli R. (1962) - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia Meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 3, pp. 737-789.
- Silenzi S. & Antonioli F. (2000) – Variazioni climatiche oloceniche: analisi geochimica di biomarker marini mediterranei e confronto con altri record. *Mare e cambiamenti globali*, pp. 53-76.
- Spalluto L., Moretti M., Festa V. & Tropeano M. (2007) - Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 196, pp. 81-98.
- Spilotro G. & Locardo A. (2003) - L'Idrogeologia come principale fattore morfogenetico: L'Area di Taranto. *Atti Dip. DiSGG, UniBas*, 4, pp. 13.
- Spilotro G. & Rocanova C. (1990) - Sea level changes and ancient mapping of Taranto area. *proc. of 6th int. congress of IAEG, Amsterdam, Aug. 1990*, G. Price (Ed.), Balkema, Rotterdam, pp. 235-241.
- Taricco C., Ghil M., Alessio S., & Vivald, G. (2009) - Two millennia of climate variability in the Central Mediterranean, *Climate of the Past*, 5, pp. 171–181.
- Versteegh G.J.M., de Leeuw J.M., Taricco C., & Romero A. (2007) - Temperature and productivity influences on Uk37 and their possible relation to solar forcing of the Mediterranean winter. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q09005, pp. 14, doi:10.1029/2006GC001543.
- Wanner H., Beer, J., Butikofer J., Crowley T. J., Cubasch U., Fluckiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Kuttel M., Muller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., & Widmann M. (2008) - Mid-to Late Holocene climate change: an overview, *Quat. Sci. Rev.*, 27, pp. 1791–1828.

## POSTER

Federico DI RITA, Alessandra CELANT, Cecilia CONATI BARBARO (Sapienza Università di Roma): *Interazioni tra clima, ambiente e uomo nell'evoluzione olocenica del delta del Tevere: dati paleobotanici e ritrovamenti archeologici*

Le aree deltizie sono zone molto instabili dal punto di vista ecologico, con una storia segnata da profonde interazioni tra clima, ambiente e uomo. In questi luoghi i processi climatici, influenzando le fluttuazioni del livello del mare e il regime pluviometrico, giocano un ruolo chiave nelle modificazioni ambientali, modulando l'azione dei due principali fattori geomorfologici che vi agiscono: il mare e il fiume. Questa naturale instabilità non ha mai scoraggiato l'insediarsi di nuclei umani. Al contrario, le aree deltizie, grazie alla loro posizione strategica, hanno sempre rappresentato un crocevia per gli scambi commerciali e culturali tra le popolazioni umane. E' questo il caso dell'area costiera del delta del Tevere, dove durante l'Olocene vari processi geomorfologici hanno portato alla creazione di due bacini lacustri retrodunali: (1) lo stagno di Maccarese, a nord del Tevere, una vasta area paludosa di alcuni chilometri quadrati, separata dal mare da una serie di cordoni litoranei di diverse fasi sedimentarie, che nel corso del tempo sono andati incontro a processi di rottura, determinando fasi di connessione più o meno intima con il mare e influenzando variazioni del livello di falda e di salinità dello stagno (Bellotti et al. 2007; Giraudi 2004); (2) lo stagno di Ostia, a sud del delta del Tevere, interessato da vari processi geomorfologici che hanno modificato portata e salinità del bacino (Bellotti et al. 2011).

La presente ricostruzione dell'evoluzione del paesaggio olocenico del delta del Tevere è frutto dell'integrazione dei dati più recenti raccolti nell'area tramite analisi paleobotaniche (polline, semi, frutti e legni) e ricerche archeologiche. I risultati delle analisi polliniche qui esaminati provengono dai sedimenti lacustri campionati presso la costa a nord del delta (D'Ambrogio et al. 2009), nello stagno di Maccarese (Di Rita et al. 2010) e nello stagno di Ostia (Bellotti et al. 2011).

Le ricognizioni archeologiche mostrano una considerevole frequentazione umana a partire dal Paleolitico medio-superiore sia nell'area di Maccarese (Toniutti 1995), sia in quella di Castel Malnome, sulle prime alture lungo la valle del Tevere (Conti et al. 1984).

All'inizio dell'Olocene, ca. 11.700 anni calibrati BP, la pianura a nord dell'attuale delta del Tevere ospitava un bacino sedimentario di tipo lacustre, come rivelano indagini stratigrafiche e litologiche, circondato da vegetazione con elementi arborei decidui (D'Ambrogio et al. 2009). A partire da circa 10.000 BP, si registra una progressiva diffusione di elementi sempreverdi che testimoniano l'inizio

dello sviluppo di una vegetazione mediterranea costiera. Le fluttuazioni delle piante palustri rivelano un bacino ancora molto instabile, caratterizzato da cambiamenti idrologici presumibilmente connessi a variazioni del livello del mare (D'Ambrogi et al. 2009). Tra 10.000 e 5400 anni BP il paesaggio è dominato da rigogliosi boschi decidui, probabilmente localizzati nei pressi degli stagni costieri, e da una densa macchia mediterranea, situata più in prossimità del mare e sui primi rilievi all'interno degli stagni (Di Rita et al. 2010). La presenza di insediamenti relativi al Neolitico finale (ca. 6000 BP) è indiziata dal ritrovamento di materiali di superficie ceramici e litici e da una tomba a fossa contenente un individuo femminile adulto accompagnato da un piccolo vaso e da una punta di freccia, rinvenuti lungo un canale scolmatore della bonifica di Maccarese (sito D) (Carboni, Salvadei 1993).

Tra 5400 e 5100 anni BP si registra una diminuzione della vegetazione forestale e lo sviluppo di vegetazione palustre a canneto e cariceto. Questo paesaggio vegetale, presente anche in altri laghi costieri del Mar Tirreno e dell'Adriatico, sembra collegato ad un abbassamento di livello dell'acqua, più che a una vera e propria riduzione della copertura forestale imputabile a modificazioni climatiche in senso arido (Di Rita et al. 2010). Nel diagramma pollinico si registra un picco di microcarboni che testimonia cospicui incendi locali, forse prodotti da attività umana. Lungo la sponda NE dell'antico Stagno di Maccarese sono stati identificati otto siti eneolitici, che indicano una discreta densità abitativa nel corso di un periodo relativamente breve. Uno di questi siti, Le Cerquete-Fianello, è stato sistematicamente indagato per un decennio (Manfredini 2002): in un villaggio sono state individuate cinque capanne, con aree di fuoco, recinti, piani pavimentali e una serie di fosse ovali e circolari. Nella zona più vicina alla riva dell'antico stagno è stato individuato un pozzetto contenente la sepoltura rituale di un cavallo domestico, il più antico finora conosciuto in Italia, accompagnato da due cuccioli di cane. Le attività produttive erano basate sull'allevamento di ovicaprini, suini e bovini e probabilmente sull'agricoltura, anche se il limo di laguna, che ha coperto la paleosuperficie, non ha permesso la conservazione di resti carpologici. Una serie di datazioni AMS, effettuate su carboni di legno provenienti da vari settori di scavo, collocano la cronologia del sito tra 5300 tra 5200 BP. Le analisi antracologiche condotte a Le Cerquete-Fianello rivelano l'utilizzazione antropica per attività domestiche e artigianali della ricca vegetazione arborea ed arbustiva naturale della macchia mediterranea e di elementi mesofili delle foreste planiziali tipiche delle zone umide retrodunali.

Tra 5100 e 3000 anni cal. BP intorno allo Stagno di Maccarese si sviluppa una rigogliosa vegetazione arborea ripariale dominata da ontani e salici. A questa fase risalgono gli insediamenti

del Bronzo medio di Le Marrucole (ca. 3300 BP), sulla sponda NE del lago e i materiali di superficie rinvenuti ai margini dell'antico stagno delle Pagliete, a Nord dell'abitato di Maccarese.

Alla seconda metà dell'XI sec. a.C. (Bronzo finale) risale una ricca documentazione archeologica sulla riva sud-orientale dell'antico lago di Maccarese. Nel sito di Le Vignole sono stati individuati grandi focolari, la parte basale di due forni in argilla, numerosi frammenti di fornelli, un pozzetto, forse adibito all'immagazzinamento di derrate alimentari, e abbondanti resti faunistici e vegetali (Facciolo et al. 2010).

Intorno a 3000 anni BP un nuovo abbassamento del livello dell'acqua trasformò rapidamente lo stagno in una vasta distesa paludosa coperta da canneti e cariceti, testimoniata da polline e resti carpologici, fino a circa 2000 anni BP. Non si rinvengono chiari segni di attività antropica, probabilmente perché l'ambiente malsano era ostile all'uomo nell'area, sebbene nel settore meridionale dello stagno di Maccarese fosse fiorente l'estrazione di sale da parte degli Etruschi già a partire da 2600 anni BP. La presenza di saline è confermata anche da dati palinologici e carpologici di *Chenopodiaceae*, attestanti lo sviluppo di vegetazione alofila. La salina divenne presto un'importante risorsa economica e successivamente fu oggetto di contesa tra la città etrusca di Veio e Roma, con la dominazione finale dell'area da parte di Roma. In età repubblicana, le saline di Maccarese divennero parte integrante del *Campus Salinarum Romanarum*, sistema di saline romane localizzate intorno all'area del delta del Tevere, attive fino al XV sec. d.C.

A sud del Tevere, materiali ceramici rinvenuti nell'area di Ostia antica testimoniano la frequentazione dell'area costiera e deltizia durante il Bronzo recente e finale (XIII-X sec. a.C.; Zevi 1968; Conti 1982). Nel diagramma pollinico dello Stagno di Ostia, un ambiente paludoso a canneti e cariceti con pozze stagnanti si registra da circa 3900 a 2600 anni BP, in un periodo caratterizzato da intensi processi geomorfologici connessi con la migrazione della cuspidi deltizia del Tevere, che resero l'ambiente molto instabile sia geologicamente sia ecologicamente (Bellotti et al. 2011).

Intorno a 2600 anni BP lo stagno di Ostia è interessato da un improvviso cambiamento ambientale, determinato dall'immissione di acqua marina che trasforma il bacino da lacustre in salmastro, con vegetazione tipica di paludi salse (Bellotti et al. 2011). Questo cambiamento coincide cronologicamente con la nascita di Ostia Antica, che secondo Tito Livio sarebbe stata voluta nel 640 a.C. da Anco Marzo per controllare l'estrazione e il commercio del sale. Tuttavia non è ancora chiaro se l'improvvisa immissione di acqua marina sia stata volutamente determinata dai Romani o sia il risultato di uno sfondamento naturale dell'esile cordone litoraneo che divideva lo Stagno di Ostia dal mare (Bellotti et al. 2011). In ogni caso, la superficie di terreno edificabile risultava troppo

modesta per costruire già nel 640 a.C. l'imponente città portuale, che poi sarebbe diventata Ostia Antica nei secoli della repubblica romana. A quel tempo Ostia doveva essere solo un avamposto. La città si sviluppò in seguito, a partire dal V-IV secolo a.C., come documentano le prime testimonianze archeologiche di insediamenti urbani, confermate dai dati pollinici (Bellotti et al. 2011).

Nel periodo imperiale vengono costruiti i due importanti porti di Traiano e di Claudio e si determina lo sviluppo dell'agglomerato urbano di Portus, che testimonia un deciso aumento demografico nell'area della foce del Tevere, evidenziato anche da recenti dati paleoecologici (Sadori et al. 2010; Mazzini et al. 2011).

La ricostruzione paleoambientale che si profila integrando i dati pollinici, paleobotanici e archeologici a nord e a sud del delta del Tevere indica ripetuti e drastici cambiamenti dovuti a fattori geomorfologici, fluttuazioni idrologiche e processi climatici, che hanno avuto inevitabili ripercussioni sulla biodiversità locale e sulla storia delle popolazioni umane. Quando considerata alla luce delle ultime migliaia di anni, la situazione attuale appare molto transitoria e destinata a nuovi rapidi cambiamenti, anche nel quadro dell'instabilità climatica in corso.

#### Bibliografia

- Bellotti P., Calderoni G., Carboni M.G., Di Bella L., Tortora P., Valeri P., Zernitskaya V. 2007. Late Quaternary landscape evolution of the Tiber river delta plain (central Italy): new evidence from pollen data, biostratigraphy and <sup>14</sup>C dating. *Zeitschrift für Geomorphologie* 51: 505–534.
- Bellotti P., Calderoni G., Di Rita F., D'Orefice M., D'Amico C., Esu D., Magri D., Preite Martinez M., Tortora P., Valeri P. 2011. The Tiber river delta plain (central Italy): coastal evolution and implications for the ancient Roman Ostia settlement. *The Holocene*, doi: 10.1177/0959683611400464
- Carboni G., Salvadei O. 1993. Indagini archeologiche nella piana della bonifica di Maccarese (Fiumicino-Roma). Il Neolitico e l'Eneolitico. *Origini* XVII: 255-286.
- Conti A.M. 1982. Studio preliminare su materiali dell'età del Ferro a Ostia Antica. *Atti IV Convegno Gruppi Archeologici del Lazio* (Rieti, 8-9 dic. 1979): 29-38.
- Conti A.M., Lugli F., Mammini S., Perciani C., Trufelli F. 1984. Riconoscizioni di superficie F.13S. In Bietti Sestieri A. M. (a cura di) *Preistoria e Protostoria del territorio di Roma*, LSA 3, De Luca, Roma: 25-33.
- D'Ambrogi C., Milli S., Ricci V., Bellotti P., D'Orefice M., Brillì M., Calderoni G., Carboni M.G., Di Bella L., Di Rita F., Magri D., Pichezzi R.M., Rossi M. 2009. New constraints to the evolution of the Pleistocene-Holocene succession of the Tevere deltaic area: first data from the Pesce Luna well. *Epitome* 3: 396.
- Di Rita F., Celant A., Magri D. 2010. Holocene environmental instability in the wetland north of the Tiber delta (Rome, Italy): sea-lake-man interactions. *Journal of Paleolimnology* 44: 51-67.
- Facciolo A., Gala M., Grossi M. C., Morelli C., Rinaldi M. L., Ruggeri D., Sivilli S., Carrisi E., Citro D., De Castro F. R. 2010. Località Le Vignole - Maccarese (Fiumicino, RM): risultati preliminari dello scavo protostorico. *PPE*, Atti IX.
- Giraudi C. 2004. Evoluzione tardo-olocenica del delta del Tevere. *Il Quaternario* 17: 477–492.
- Manfredini A. (a cura di) 2002. *Le dune, il lago, il mare. Una comunità di villaggio dell'età del Rame a Maccarese*. Origines, Firenze.

- Mazzini I., Faranda C., Giardini M., Giraudi C., Sadori L. 2011. Late Holocene palaeoenvironmental evolution of the Roman harbour of Portus, Italy. *Journal of Paleolimnology*, doi: 10.1007/s10933-011-9536-7.
- Sadori L., Giardini M., Giraudi C., Mazzini I. 2010. The plant landscape of the imperial harbour of Rome. *Journal of Archaeological Science* 37: 3294-3305.
- Toniutti P. 1995. Materiali paleolitici dal sito B di Maccarese (Roma). *PPE*, Atti II, 2: 53-61.
- Zevi F. 1968, Terme di Nettuno, saggi di scavo, *Bollettino d'Arte*. Serie V, anno LIII, I: 35.

Giovanni LEONELLI (Università di Milano), Anna COPPOLA (Università di Pisa), Manuela PELFINI (Università di Milano), Maria Cristina SALVATORE (Sapienza Università di Roma), Mauro CREMASCHI (Università di Milano), Carlo BARONI (Università di Pisa): *Il segnale climatico e le sue variazioni negli anelli di accrescimento degli alberi da siti estremi al contorno della regione mediterranea*

Le analisi dendroclimatiche rappresentano un metodo collaudato per la ricostruzione di trend termopluviometrici e dei valori annuali relativi ai periodi pre-strumentali (p.es. Briffa et al., 1988a,b; Briffa et al., 1992; Mann et al., 1998, 1999; Cook et al., 2000, 2002; Luckman & Wilson, 2005). Infatti, gli alberi che crescono in ambienti estremi registrano nei loro accrescimenti annuali sequenze di informazioni climatiche dettagliate che possono essere estratte ed analizzate al fine di una ricostruzione del clima passato di intere regioni (Fritts, 1976; Schweingruber, 1996). Gli anelli annuali di accrescimento arboreo consentono di ottenere ricostruzioni climatiche che si estendono in modo continuo nel passato. Il segnale climatico in essi contenuto è stato utilizzato anche per la correlazione con proxy data provenienti da altri indicatori climatici quali speleotemi e  $\delta^{18}\text{O}$  in carote di ghiaccio (p.es. Solomina et al., 2000; Cremaschi et al., 2006) o gli stessi bilanci di massa dei ghiacciai delle Alpi (Nicolussi & Patzelt 1996; Leonelli et al., 2008, 2011). Queste ultime correlazioni, tuttavia, mostrano delle limitazioni in quanto sono messi a confronto due sistemi complessi basati su processi di natura diversa (biologica e fisica) seppur regolati dallo stesso input climatico (p.es. Leonelli et al., 2011).

Per l'area mediterranea esistono diverse ricostruzioni climatiche basate sugli anelli di accrescimento degli alberi che stimano l'andamento delle precipitazioni primaverile-estiva nella regione per interi secoli (p.es. Tessier et al., 1994; Akkemik et al., 2008; Nicault et al., 2008; Touchan et al., 2005, 2008). La regione mediterranea rappresenta notoriamente un'area chiave per le interpretazioni climatiche anche delle regioni poste al contorno del bacino. In questo lavoro verrà presentato il potenziale dendroclimatico di alcune cronologie provenienti da siti a clima estremo in regioni a contorno del Mediterraneo: dalla regione sud Alpina e da quella sahariana. I dati coprono due scale temporali diverse: cronologie recenti di *Pinus cembra* L. e *Larix decidua* Mill. dalle Alpi Centrali (rispettivamente Gruppo Ortles-Cevedale e Massiccio Adamello-Presanella) e cronologie discontinue dell'Olocene medio-superiore di *Cupressus dupreziana* dal Sahara libico (dintorni di Ghat e Barkat) (Figura 1).

L'arco alpino costituisce l'area di cerniera tra il settore centrale del bacino mediterraneo e il continente europeo. Nella regione alpina l'andamento delle cronologie indicizzate ottenute da siti ubicati al limite superiore della foresta, in ambienti termolimitati, è comunemente determinato dalle temperature estive. Tipicamente, ai periodi di minor crescita corrispondono temperature estive più basse e la valutazione degli andamenti di crescita permette quindi di stimare l'andamento passato delle temperature estive sia qualitativamente che quantitativamente. Risulta evidente come durante le fasi di recrudescenza climatica della Piccola Età Glaciale (Grove, 1988; Bradley & Jones, 1992, 1993) e quelle di minore entità successive, ci sia un'ottima corrispondenza con le fasi di generalizzato progresso glaciale, a riprova della sensibilità alle condizioni climatiche (soprattutto le temperature estive) degli anelli di accrescimento di alberi provenienti da siti di alta quota (Tessier, 1986; Matthews & Briffa, 2005).

Diversamente, l'analisi delle cronologie di alberi cresciuti nell'area più prossima alla fascia arida e desertica permette di evidenziare le fasi di crisi di siccità, in quanto in questi ambienti le

precipitazioni rappresentano il fattore limitante più incisivo per la crescita delle piante. Le cronologie ottenute in questi ambienti contengono generalmente un segnale delle precipitazioni.

In aree a clima meno contrastato l'identificazione del segnale climatico è più complessa in quanto non esiste un fattore limitante dominante e la crescita risulta controllata da una molteplicità di fattori che possono divenire più o meno importanti durante la stagione vegetativa. E' da sottolineare tuttavia come le moderne tecniche di analisi permettano di individuare segnali climatici anche in cronologie di alberi che crescono in siti non estremi, mediante le analisi degli isotopi stabili negli anelli di accrescimento (Freyer & Belacy, 1983; Leavitt & Long, 1991; McCarroll et al., 2001; Raffalli-Delcerce et al., 2004; Robertson et al., 1997; Wilson & Grinsted, 1977).

Per tutti gli ambienti, infine, sono sempre presenti segnali di disturbo o rumori di fondo, rappresentati dall'autocorrelazione nelle serie di accrescimento, dal trend di crescita legato all'età e da variazioni ambientali che possono essere occorse nell'intorno degli alberi (tagli, pascolo, incendi, ecc.). Mediante l'applicazione di tecniche analitiche che permettono di diminuire l'importanza dei segnali non climatici di disturbo è possibile amplificare il segnale climatico nelle serie di accrescimento e nella risultante cronologia dei singoli siti (Fritts, 1976; Cook & Kairiukstis, 1990).

Nella realizzazione di indagini e ricostruzioni dendroclimatiche possono essere seguiti due diversi approcci metodologici. Nel caso in cui si voglia catturare una specifica variabile climatica, la selezione del sito prevede che le condizioni ecologiche e i fattori climatici limitanti siano il più possibile uniformi (p.es Frank & Esper, 2005a,b; Frank et al., 2005). Nel caso in cui si voglia invece catturare un più ampio range di variabili climatiche, dati provenienti da siti eterogenei e diverse specie arboree possono essere utilizzati (Mann et al., 1998, 1999). Inoltre, la costruzione di estesi network di cronologie consente di aumentare le possibilità di registrare segnali climatici a scala regionale (p.es. Hughes et al., 2001; Kelly et al., 2002; Meko et al., 1993).

L'analisi climatica effettuata sul periodo recente per cronologie dall'Ortles-Cevedale e dall'Adamello-Presanella ha messo in evidenza che esse contengono un forte segnale condizionato dalla temperatura di Giugno (per il larice) e dalla temperatura di Luglio (per il cembro). Di fatto, gli accrescimenti permettono di stimare i trend delle temperature estive per diversi secoli (Figura 2A e 2B). A riprova del tipo di segnale contenuto anche nei secoli addietro, gli andamenti delle cronologie concordano inoltre con le fasi di massima espansione glaciale sulle Alpi del 1820-21 e degli anni intorno al 1850 (Holzhauser 2002; Nicolussi & Patzelt 2000).

Tuttavia, ricerche recenti di maggior dettaglio analitico, condotte sulle Alpi, hanno mostrato (in accordo con quanto evidenziato per siti di alte latitudini; Jacoby & D'Arrigo 1995; Briffa et al., 1998; Wilson & Luckman 2003; D'Arrigo et al., 2007) che il segnale della temperatura estiva registrato negli anelli di accrescimento può essere instabile nel tempo, in funzione di una diversa sensibilità al clima degli alberi (Büntgen et al., 2006; Carrer & Urbinati, 2006, Leonelli et al., 2009). Tale fenomeno è stato riscontrato nei periodi più recenti ed è noto come "divergenza" tra accrescimento degli alberi e temperature estive; sembra dipendere, almeno in parte, anche da fattori stazionali, quali l'esposizione dei versanti da cui provengono i campioni analizzati. Infatti, i versanti esposti a nord sembrano meno colpiti dal fenomeno della divergenza e le cronologie provenienti da questi siti risultano quindi contenere un segnale climatico più stabile nel tempo (Leonelli et al., 2009).

Le cronologie provenienti da entrambi i siti alpini qui analizzati, seppur di diversa specie, mostrano una variazione di sensibilità alle temperature di Giugno. Tale variazione del segnale climatico, nel caso del larice coinvolge il segnale più forte registrato nella cronologia; invece, nel caso del cembro (che registra principalmente le temperature di luglio) questa variazione non coinvolge il segnale più



forte registrato. Il segnale di luglio risulta invece più stabile nel tempo per le cronologie di entrambe le specie. Come atteso, il segnale delle precipitazioni non è registrato significativamente, tuttavia le cronologie nel periodo recente mostrano la presenza di un segnale crescente delle precipitazioni di Giugno. Si tratta in particolare di un'aumentata influenza negativa delle precipitazioni di giugno sugli accrescimenti degli alberi. Durante questo mese la fusione delle nevi contribuisce in larga parte all'apporto di acqua nel suolo. Da quanto rilevato, ulteriori precipitazioni influenzano negativamente la crescita degli alberi più che in passato, alterando perciò il segnale climatico registrato nel tempo dagli alberi. Nell'ottica di una ricostruzione dendroclimatica quantitativa per mezzo di funzioni di risposta, un approccio multi specie sembra essere promettente al fine di coprire al meglio i mesi estivi. Tuttavia, va considerato che l'instabilità del segnale può esporre al rischio di sovrastimare o sottostimare le temperature passate ed è perciò importante comprendere a fondo i meccanismi che la causano.

Nell'area del Mediterraneo si prospettano scenari che ipotizzano per il futuro rapidi aumenti delle temperature e diminuzioni delle precipitazioni (Gao & Giorgi, 2008). In quest'ottica le evidenze dendrocronologiche risultano un dato prezioso per stimare la variabilità naturale passata delle precipitazioni e la ricostruzione di trend a lungo termine. Finora un numero piuttosto esiguo di studi e ricostruzioni dendroclimatiche è stato realizzato nel bacino del Mediterraneo in territorio nord-africano. L'unica eccezione è rappresentata dal Marocco, dove studi dendrocronologici sono stati condotti fin dalla metà degli anni 70 dello scorso secolo (p.es. Berger et al., 1979; Till & Guiot, 1990; Esper et al., 2007). Alcune ricerche in ambito dendrocronologico sono state realizzate anche in Tunisia (Tessier et al., 1994; Touchan et al., 2008) e Algeria (Safar et al., 1992).

Spingendosi nelle attuali aree desertiche le ricostruzioni sono limitate dalle condizioni climatiche attuali che non permettono la formazione di anelli annuali completi, diversamente da quanto dimostrato in resti legnosi antichi che possono quindi permettere di effettuare ricostruzioni delle precipitazioni con validità decadale per le ultime migliaia di anni. E' questo il caso della ricostruzione relativa all'Olocene superiore, realizzata per l'area del Sahara libico su campioni di manufatti (porte) ricavati da tronchi di *Cupressus dupreziana* (Cremaschi et al., 2006) (Figura 2C). Come si può notare la cronologia è discontinua e ricopre il periodo dal 5200 al 500 <sup>14</sup>C BP. Siccome l'accrescimento degli alberi in questi ambienti dipende fortemente dalle precipitazioni, gli andamenti delle cronologie evidenziano fluttuazioni nella disponibilità di acqua nel Sahara centrale conclusasi con la crisi di aridità intorno al 1550 <sup>14</sup>C BP con l'instaurarsi delle attuali condizioni climatiche di estrema aridità. Altre fasi di aridità seguite da fasi con precipitazioni più marcate sono evidenti per il periodo 5200-5000 <sup>14</sup>C BP e intorno al 4350 <sup>14</sup>C BP.

Lavori recenti hanno dimostrato la difficoltà di ricostruire quantitativamente il clima passato per l'area del Mediterraneo per mezzo di cronologie di accrescimento e di densità (Büntgen et al., 2010). Tuttavia l'analisi degli isotopi stabili negli anelli di accrescimento sembra poter aprire la possibilità di indagare con sempre maggior precisione il clima passato anche per questa regione in forte e rapida evoluzione dal punto di vista climatico.

Allo scopo di ottenere una più profonda conoscenza della variabilità climatica interannuale in ambienti caratterizzati da condizioni climatiche estreme, è auspicabile la realizzazione di ulteriori studi che consentano la ricostruzione di nuovi modelli climatici. In particolare, in ambienti già soggetti a condizioni di estrema aridità, la comprensione delle relazioni esistenti tra il recente innalzamento delle temperature a scala globale ed il verificarsi di gravi eventi siccitosi appare di importanza strategica. D'altra parte l'ambiente alpino, caratterizzato dalla presenza di importanti apparati glaciali che soffrono gli effetti del riscaldamento globale, si configura come una cruciale area di studio della passata variabilità climatica nell'ottica della previsione di futuri scenari climatici.

Dagli esempi qui proposti si evince come la registrazione del segnale climatico nelle piante arboree possa essere fonte di archivi naturali di dati climatici estremamente ricchi e dettagliati a risoluzione annuale. I siti a clima estremo sono notoriamente quelli più significativi in quanto gli alberi che crescono sottoposti a forti sollecitazioni climatiche permettono di ricostruire le variazioni del clima nel tempo e i trend per singoli parametri termopluviometrici. I risultati ottenuti per i due massicci montuosi delle Alpi centrali evidenziano come la sensibilità al clima e di conseguenza capacità di registrarne le variazioni possa cambiare nel tempo. Tuttavia il segnale registrato con risoluzione annuale fa sì che gli anelli di accrescimento siano uno dei proxy più utilizzati per la ricostruzione dei parametri climatici e la quantificazione delle loro variazioni nel tempo. Un'opportunità per la definizione del clima passato nel Mediterraneo può venire anche dalle regioni al suo contorno, incrociando i dati dendrocronologici da siti termo e pluviolimitati e prolungando le cronologie per un eventuale confronto su periodi comuni.

#### Bibliografia

- AKKEMIK Ü., D'ARRIGO R., CHERUBINI P., KÖSE N., JACOBY G.C. (2008) - *Tree-ring reconstructions of precipitation and streamflow for north-western Turkey*. International Journal of Climatology 28: 173–183.
- BERGER A., GUIOT J., MATHIEU L., MUNAUT A. (1979) - *Cedar tree-rings and climate in Morocco*. Tree-ring bulletin 39: 61-75.
- BRADLEY R.S., JONES P.D. (1992) - Climatic variations over the last 500 years. In: Bradley, R.S. and Jones, P.D. (eds): *Climate Since AD 1500*. Routledge, London: 649-665.
- BRADLEY R. S., JONES P. D. (1993): "*Little Ice Age*" summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene* 3,4: 367-376.
- BRIFFA K.R., JONES P.D., PILCHER J.R., HUGHES M.K. (1988a) - *Reconstructing summer temperatures in northern Fennoscandia Back to A.D. 1700 using tree-ring data from Scots Pine*. Arctic and Alpine Research, 20(4): 385-394.
- BRIFFA K.R., JONES P.D., SCHWEINGRUBER F.H. (1988b) - *Summer temperature patterns over Europe: a reconstruction from 1750 A.D. based on maximum latewood density indices of conifers*. Quaternary Research, 30: 36-52.
- BRIFFA K. R., JONES P. D., BARTHOLIN T. S., ECKSTEIN D., SCHWEINGRUBER F. H., KARLEN W., ZETTERBERG P., ERONEN M. (1992) - *Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales*. Climate Dynamics 7: 111-119.
- BRIFFA K., SCHWEINGRUBER F.H., JONES P.D., OSBORN T. (1998) - *Reduced sensitivity of recent tree growth to temperature at high northern latitudes*. Nature 391: 678-682.
- BÜNTGEN U., FRANK D.C., SCHMIDHALTER M., NEUWIRTH B., SEIFERT M., ESPER J. (2006) - *Growth/climate response shift in a long subalpine spruce chronology*. Trees 20: 99-110.
- BÜNTGEN U., FRANK D., TROUET V., ESPER J. (2010) - *Diverse climate sensitivity of Mediterranean tree-ring width and density*. Trees 24: 261-273.
- CARRER M., URBINATI C. (2006) - *Long-term change in the sensitivity of tree-ring growth to climate forcing in Larix decidua*. New Phytologist, 170: 861-872.
- COOK E.R., KAIRIUKSTIS L.A. (eds.), (1990) - *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences*. Dordrecht: Kluwer: 137-152.
- COOK E.R., BUCKLEY B.M., D'ARRIGO R.D., PETERSON M. J. (2000) - *Warm-season temperatures since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature*. Climate Dynamics 16: 79-91.
- COOK E.R., D'ARRIGO R.D., MANN M.E. (2002) - *A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since A.D. 1400*. Journal of Climate 15: 1754-1764.
- CREMASCHI M., PELFINI M., SANTILLI M. (2006) - *Cupressus dupreziana: a dendroclimatic record for the middle-late Holocene in the central Sahara*. The Holocene 16: 293-303.
- D'ARRIGO R., WILSON R., LIEPERT B., CHERUBINI P. (2007) - *On the 'divergence problem' in northern forests: A review of the tree-ring evidence and possible causes*. Global and Planetary Change, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.03.004.
- ESPER J., FRANK D., BÜNTGEN U., VERSTEGE A., LUTHERBACHER J., XOPLAKI E. (2007) - *Long term drought severity variations in Morocco*. Geophysical Research Letters 34(17): 1-5.

- FRANK D., ESPER J. (2005a) - *Temperature reconstructions and comparison with instrumental data from a tree-ring network for the European Alps*. International Journal of Climatology 25: 1437-1454.
- FRANK D., ESPER J. (2005b) - *Characterization and climate response patterns of a high-elevation, multi-species tree-ring network in the European Alps*. Dendrochronologia 22: 107-121
- FRANK D., WILSON R., ESPER J. (2005) - *Synchronous variability changes in Alpine temperature and tree-ring data over the past two centuries*. Boreas, 34: 498-505.
- FREYER H.D., BELACY N. (1983) -  $^{13}C/^{12}C$  Records in northern hemisphere trees during the past 500 years – anthropogenic impact and climatic superpositions. Journal of Geophysical Research 88: 6844-52.
- FRITTS H.C. (1976) - *Tree rings and climate*, Academic Press, New York, 567 pp.
- GAO X.J., GIORGI F. (2008) - *Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high-resolution simulations with a regional climate model*. Global Planetary Change 62: 195-209.
- GROVE J.M. (1988) - *The Little Ice Age*. Routledge, London, 498 pp.
- HOLZHAUSER H.P. (2002) - *Dendrochronologische Auswertung fossiler Hölzer zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Gletschergeschichte*. Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen 153: 17-28.
- HUGHES M.K., KUNIHOLM P.I., EISCHEID J.K., GARFIN G., GRIGGS C.B., LATINI C. (2001) - *Aegean tree-ring signature years explained*. Tree-Ring Research 57: 67-73.
- JACOBY G.C., D'ARRIGO R. (1995) - *Tree-ring width and density evidence of climatic and potential forest change in Alaska*. Global Biogeochemical Cycles, 9: 227-234.
- KELLY P.M., LEUSCHNER H.H., BRIFFA K.R., HARRIS I.C. (2002) - *The climatic interpretation of Pan-European signature years in oak ring-width series*. Holocene 12: 689-694.
- LEAVITT S.W., LONG A. (1991) - *Seasonal stable-carbon isotope variability in tree rings: possible palaeoenvironmental signals*. Chemical Geology 87: 59-70.
- LEONELLI G., PELFINI M., CHERUBINI P. (2008) - *Exploring the potential of tree-ring chronologies from the Trafoi Valley (Central Italian Alps) to reconstruct glacier mass balance*. Boreas 37: 169-178.
- LEONELLI G., PELFINI M., BATTIPAGLIA G., CHERUBINI P. (2009) - *Site-aspect influence on climate sensitivity over time of a high-altitude Pinus cembra tree-ring network*. Climatic Change, 96: 185-201. Doi 10.1007/s10584-009-9574-6.
- LEONELLI G., PELFINI M., D'ARRIGO R., HAEBERLI W., CHERUBINI P. (2011). *Non-stationary responses of tree-ring chronologies and glacier mass balance to climate in the European Alps*. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 43: 56-65.
- LUCKMAN B.H., WILSON R.J.S. (2005) - *Summer temperatures in the Canadian Rockies during the last millennium: a revised record*. Climate Dynamics, 24: 131-144.
- 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.
- MANN M.E., BRADLEY R.S., HUGHES M.K. (1999) - *Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations*. Geophysical Research Letters, 26: 759-762.
- MATTHEWS J.A., BRIFFA K.R., (2005) - *The 'Little Ice Age': reevaluation of an evolving concept*. Geografiska Annaler, 87A(1): 17-36.
- MCCARROLL D., PAWELLEK F. (2001) - *Stable carbon isotope ratios of Pinus sylvestris from northern Finland and the potential for extracting a climate signal from long Fennoscandian chronologies*. The Holocene 11: 517-526.
- MEKO D.M., COOK E.R., STAHL D.W., STOCKTON C.W., HUGHES M.K. (1993) - *Spatial patterns of tree-growth anomalies in the United States and southeastern Canada*. Journal of Climate 6: 1773-1786.
- NICAULT A., ALLEAUME S., BREWER S., CARRER M., NOLA P., GUIOT J. (2008) - *Mediterranean drought fluctuation during the last 500 years based on tree-ring data*. Climate Dynamics 31: 227-245.
- NICOLUSSI K., PATZELT G. (1996) - *Reconstructing glacier history in Tyrol by means of tree-ring investigations*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 32: 207-215.
- NICOLUSSI K., PATZELT G. (2000) - *Discovery of Early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria*. The Holocene 10: 191-199.
- RAFFALLI-DELERCE G., MASSON-DELMOTTE V., DUPOUEY J.L., STIEVENARD M., BREDI N., MOISSELIN J.M. (2004) - *Reconstruction of summer droughts using tree-ring cellulose isotopes: a calibration study with living oaks from Brittany (western France)* Tellus B 56(2): 160-174.
- ROBERTSON I., ROLFE J., SWITSUR V.R., CARTER A.H.C., HALL M.A., BARKER A.C., WATERHOUSE J.S. (1997) - *Signal strength and climate relationships in  $^{13}C/^{12}C$  ratios of tree ring cellulose from oak in southwest Finland*. Geophysical Research Letters 24: 1487-1490.
- SAFAR W., SERRE-BACHET F., TESSIER L. (1994) - *Le plus vieux pins d'Alep vivants connus (the oldest known living Aleppo pines)*. Dendrochronologia 10: 41-52.
- SCHWEINGRUBER F.H. (1996) - *Tree rings and environment dendroecology*. Paul Haupt, Bern, 609 pp.

- SOLOMINA O.N., MURAVIEV Y.D., BRAËUNING A., SHIRAIWA T., SHIYATOV S.G., (2000) - *Tree rings in Central Kamchatka in comparison with climate variations and ice core data*. In: Mikami T (ed.). Proceedings of the International Conference on Climate Change and Variability, September 1999. Tokyo Metropolitan University, Tokyo: 133-137.
- TESSIER L. (1986) - *Chronologie des Mèlèzes des Alpes et petit âge glaciaire*. Dendrochronologia 4: 97-113.
- TESSIER L., NOLA P., SERRE-BACHET F. (1994) - *Deciduous Quercus in the Mediterranean region: tree-ring/climate relationships*. New Phytologist 126: 355-367.
- TILL C., GUIOT J. (1990) - *Reconstruction of precipitation in Morocco since 1100 A.D. based on Cedrus atlantica tree-ring width*. Quaternary Research 33: 337-351.
- TOUCHAN R., FUNKHOUSER G., HUGHES M.K., ERKAN, N. (2005) - *Standardized precipitation indices reconstructed from Turkish tree-ring width*. Climatic change 72(3): 339-353.
- TOUCHAN R., MEKO D.M., ALOUI A. (2008) - *Precipitations reconstructions for Northwestern Tunisia from tree-ring width*, Journal of Arid Environments 72: 1887-1896.
- WILSON A.T., GRINSTED M.J. (1977) -  $^{12}C/^{13}C$  in cellulose and lignin as palaeothermometers. Nature 265: 133-135.
- WILSON R.J.S., LUCKMAN B.H. (2003) - *Dendroclimatic reconstruction of maximum summer temperatures from upper tree-line sites in interior British Columbia*. The Holocene 13: 853-863.

Figure

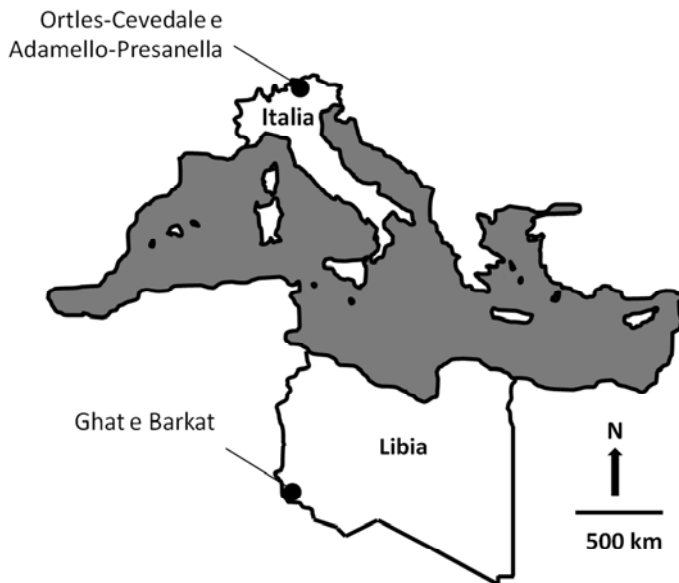


Figura 1 - Siti dendroclimatici considerati nel presente lavoro, a nord e a sud del Mar Mediterraneo.

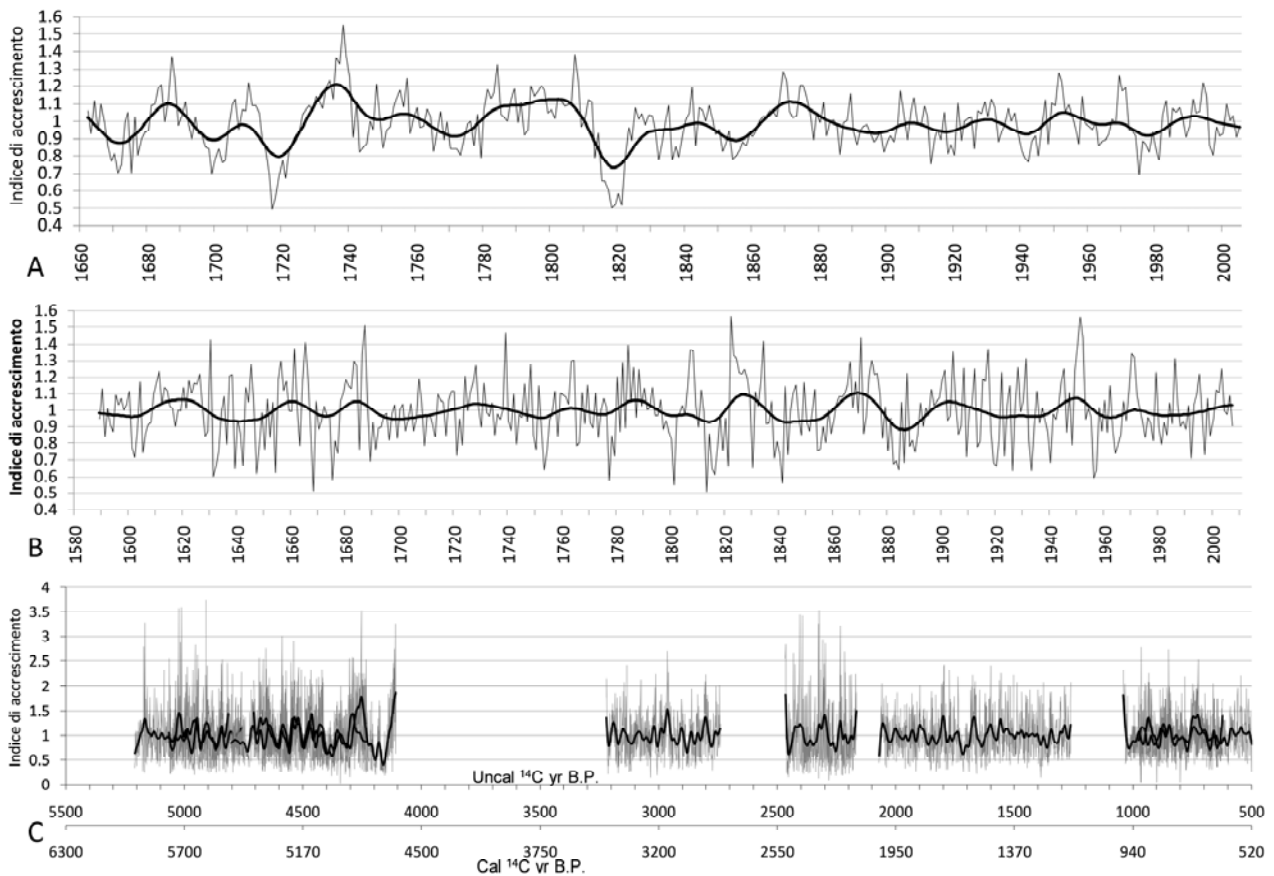


Figura 2 - Cronologie di sito standardizzate di: A) *P. cembra* (Ortles-Cevedale), B) *L. decidua* (Adamello-Presanella) e C) *C. dupreziana* (Ghat e Barkat). Le linee nere spesse stimano mediante filtro (spline cubica con taglio del 50% della varianza a 30 anni) gli andamenti delle temperature per il periodo recente sulle Alpi (A; B) e delle precipitazioni per l'Olocene superiore nel Sahara centrale (C).

Giorgio BUDILLON, Vincenzo CAPOZZI (Università degli Studi di Napoli 'Parthenope'): *Preliminary results of the analysis of a new climatological time series in the southern Italy (Montevergine observatory - Av)*

## **Introduction**

In this work we show the preliminary results obtained from a new climatic time series collected in the Southern Italy (Montevergine, AV). This climatological series is one of the oldest of Apennines Mountains and it's very meaningful for the high-altitude regions climate's study being located at 1280 asl (40° 56'N, 14° 43'E). As often happens for this type of data, the original time series - which starts in 1884 - was recorded on paper archive and, consequently, required a huge man time to digitalize it. The observatory was treated by the alternation of monks, military and government institution; actually is managed by the Benedictine community. From 1884 to 2006 weather observations were performed in a "meteorological window", located outside a north-facing window of the highest floor of a "meteorological tower", as suggested by Italian Central Office for Meteorology and Climate in 1879. Instead, from 2007 up to date the meteorological parameters are recorded by an Automatic Weather Station. In the examined period (1884:1960), this series includes three daily observations (at 8.00 AM, 2.00 PM and 7.00 PM - GMT) of atmospheric pressure, wet bulb temperature, dry bulb temperature, vapor pressure, relative humidity, cloud cover and precipitations (rainy and snowy); moreover, there are also daily observations of minimum and maximum temperature, evaporation, solar radiation, although the records concerning these last two parameters are characterized by several gaps. Here we describe the seasonal and yearly anomalies and trends of temperature, total precipitations (rain and snow), atmospheric pressure and snowfall. The analysis of time series was performed using LOWESS method to detect notable patterns in data and a polynomial model of first degree to define trends. Moreover, we discuss the results obtained through the usage of Wavelet Transform, with the purpose of highlight the behavior of yearly time series and to examine the relationships in time-frequency space between North Atlantic Oscillation Index (NAO) and winter (December-January-February) data of temperature, total precipitations, atmospheric pressure and snowfall.

## **Results**

In 1884:1960 period, the yearly mean temperature (computed by regards only three daily observations) was 8.7 °C; the coldest years were 1884 and 1940 (7.6 °C), while the warmest year was 1927 (10.0 °C). Analysis's results highlight a slight positive trend for the yearly mean

temperature, of about 0.2 K per 50 years. The Continuous Wavelet Transform (CWT) shows that signal's power is concentrated on high frequencies band (1–5 years); the most important oscillations were discovered between 1918 and 1929 and in 1940-1948 period (3-5 years). Winter (DJF) mean temperature was 1.1 °C: the coldest winter was 1928/1929, which was characterized by an average value of -1.7 °C, while the warmest winter was 1915/1916 (3.5 °C). During spring (March-April-May), mean temperature was 6.7°C: extreme values were found in 1939 (4.7 °C) and 1947 (8.9 °C). On summer (June-July-August), average temperature was 16.8°C: the coldest value was founded in 1884 (14.1 °C), the warmest in 1928 (19.9 °C). Autumnal (September-October-November) mean temperature was 10.0°C; the coldest fall was discovered in 1884 (7.3 °C), the warmest in 1926 (13.1 °C). Positive trends are also found in seasonal analysis, even if they are appreciable only on summer (JJA): 0.5 K/50 years, spring (MAM): 0.2 K/50 years, and winter (DJF): 0.1 K/50 years, while no trend is evident on autumn (SON).

Yearly and seasonal mean temperature trends found in “Montevergine” time series are less steep than those found in the analysis performed for Italian Peninsula (Brunetti et al., 2006), whose results show an increase of 1 K per century for 1865-2003 period; the different slope is mainly due to the prominent increase of temperature observed in 1980-2003 period, which is not considered in our analysis at the moment.

As regards as the total precipitation, average annual amount in 1884:1960 period was 2354.4 mm; the rainiest year was 1950 (3588.4 mm), while the lowest value was found in 1945 (1341.6 mm). The analysis shows a low negative tendency for annual amount, of about -50 mm per years; Continuous Wavelet Transform (CWT) highlights a significant peak in the band 1-4 years between 1940 and 1950. In the same period there is even evidence of high power on lower frequency ( $\approx$  8-16 years), although 5% significance level against red noise is not reached. During winter (DJF), average value was 772.3 mm: the extreme values were found in 1950/51 (1886.6 mm) and in 1915/1916 (212.0 mm). Spring season (MAM) was characterized by a mean value of 590.3 mm: the highest value was found in 1911 (1069.0 mm), the lowest in 1953 (126.4 mm). On summer (JJA) was observed an average amount of 217.1 mm; the extreme records were discovered in 1921 (712.0 mm) and 1931 (8.5 mm). Fall season (SON) shows a mean value of 757.4 mm: the highest amount was 1538.2 mm (1949), the lowest 148.0 mm (1913). Seasonal examination highlights positive trends for winter, +70 mm/50 years, and on autumn, +38 mm/50 years, negative trends for spring, -103 mm/50 years, and for summer, -45 mm/50 years. Precipitation trends are in a good agreement

with those found in Brunetti et al. (2006), which observed, for 1865-2003 period, a decrease of 5% per century in the annual precipitation amount, mainly due to the spring season (-9% per century). Atmospheric pressure data play a crucial role in understanding past climate, especially in mid-latitudes (Maugeri et al., 2003), and in South Italian regions only few historical series show observations concerned this important parameter. In “Montevergine”, during 1884-1960 period yearly mean air-pressure, computed by regards three daily observations (reduced to sea level and to 0°C), was 1015.8 hpa; extreme records were founded in 1948 (1018.0 hpa) and 1895 (1013.0 hpa). The analysis shows a positive tendency for annual average, of about +0.6 hpa/50 years; this trend is confirmed by annual air-pressure’s wavelet spectrum, which shows high power in low frequencies band (corresponding to a period > 16 years), on 1890-1935 period. There is also evidence of power on higher frequencies region, between 1907 and 1912 ( $\approx$  5 years) and in 1940-1947 period ( $\approx$  1-3 years). Winter season was characterized by a mean value of 1012.7 hpa: the highest record was found in 1924/1925 (1019.5 hpa), the lowest in 1894/1895 (1004.6 hpa). During spring, mean air-pressure was 1013.5 hpa; extreme values were discovered in 1945 (1019.3 hpa) and 1889 (1009.5 hpa). Summer season shows an average value of 1019.4 hpa: the highest record was found in 1928 (1021.7 hpa), the lowest in 1921 (1017.2 hpa). On fall season, mean atmospheric pressure was 1017.4 hpa: extreme records were discovered in 1948 (1020.4 hpa) and 1896 (1014.1 hpa). Positive trends are also found in seasonal examination: they are particularly steep on spring (+1.6 hpa/50 years) and summer (+0.8 hpa/50 years), while are less significant on autumn (+0.2 hpa/50 years) and winter (+0.1 hpa/50 years). Air-pressure trends found in “Montevergine” time series are in good qualitative agreement with those found by Maugeri et al. (2003), in a study regarding the sea-level pressure (SLP) variability in the Po Plain during 1765-2000 period. This work, in fact, highlights a positive trend of annual SLP after 1880, mainly due to the spring season, and very high values in 1940s.

Snowfall time series of Montevergine is the oldest of Apennines Mountains. The snow is a critical parameter of the climate’s variability, because its trend is affected not only from precipitation and temperature, but even from large-scale circulation (De Bellis et al., 2010). In “Montevergine”, during 1884:1960 period, snowfall yearly average was about 300 cm: the highest value was found in 1954 (673 cm), the lowest in 1949 (55 cm). The analysis shows a negative trend for annual snowfall, of about -55 cm/50 years; yearly snowfall’s wavelet spectrum is characterized by a more uniform power’s distribution than temperature and precipitation, although peaks with 5% significance level against red noise were found only in high frequency band (1-4 years). They are



localized between 1915 and 1918, between 1935 and 1943 and in 1950-1957 period. Snowy precipitation is obviously concentrated during the winter season, which is characterized by a mean value of about 212 cm: extreme records were found in 1953/1954 season (579 cm) and in 1954/1955 (55 cm). Meteorological spring shows an average snowfall of about 75 cm: the highest value was discovered in 1908 (208 cm), the lowest in 1947 (null). On autumn, snowfall is just appreciable (mean value was about 12 cm), and in various years snowy precipitations were not discovered. Negative trends founded in yearly examination is mainly due to spring season (-40 cm/50 years), while on winter the trend is less steep (-10 cm/50 years).

In order to understand local's climate variability features, is necessary to link it to large-scale climate atmospheric phenomenon (De Bellis et al., 2010). In this context, we have focused our study on the analysis of links between "Montevergine" time series and North Atlantic Oscillation (NAO), the most important climate phenomenon able to influence Euro-Atlantic region's climate, especially during winter period. The NAO index used in our study is based on the difference of normalized sea level pressure (SLP) between Ponta Delgada, Azores, and Stykkisholmur/Reykjavik, Iceland; the analysis is referred to 1884:1960 period and we considered only winter (DJF) variability. During this period, wavelet spectrum of winter NAO index shows high power both on high frequencies both on low frequencies, synonym of the strong variability that characterizes this phenomenon. Regions with 5% significance level were found between 1890 and 1900 ( $\approx 4$  years), between 1900 and 1920 ( $\approx 16$  years), and in 1925-1940 period ( $\approx 2-5$  years). To examine the relationships between winter NAO index and "Montevergine" time series (temperature, total precipitation, air-pressure and snowfall), we discuss results deriving from Cross Wavelet Transform (XWT) and Wavelet Coherence (WTC). XWT exposes common power and relative phase in time-frequency space between two time series, while WTC finds significant coherence even though the common power is low (Grinsted et al., 2004).

As regards as links between winter temperature and NAO index, the XWT shows a significant common power in the  $\approx 16-20$  years band, from 1890 to 1930; on higher frequencies, there is evidence of strong power in the period from 1925 to 1940 ( $\approx 2-4$  years). However, only in 1890-1930 period there is a clear relationship between the two signals, which are anti-related. WTC displays a large area where the two time series show a significant coherence: it is located in low frequency band, between 1884 and 1927; in this period the two signals are in anti-phase relationship. Another peak was discovered in period from 1943 to 1952 ( $\approx 6-8$  years), where the two time series are in phase. Overall, as illustrated by Lopez-Moreno et al. (2011), in a study regarding

the impact of NAO on winter temperature and precipitation modes in the Mediterranean Mountains, the southern sector of Apennines is characterized by a low correlation with NAO index, as regard temperature.

As concern winter total precipitation, XWT exhibits peaks only on medium-high frequencies; wavelet spectrum, in fact, shows two areas of common power, one located between 1937 and 1945 ( $\approx 4-6$  years), the other between 1921 and 1926 ( $\approx 1-2$  years). In both cases, the two signals are in anti-phase relationship. WTC shows significant coherence between 1930 and 1945 ( $\approx 1-3$  years); on lower frequencies, there is evidence of a peak statistically significant in the period from 1890 to 1900, although it falls outside the cone of influence. The two time series are in anti-phase relationship, according to studies of Mariotti et al. (2001) about links between NAO and rainfall in the northern sector of the Mediterranean Basin (35-45° N).

Wavelet analysis of links between winter air-pressure and NAO index indicates that the two time series are in-phase. XWT shows areas of common power between 1893 and 1896 ( $\approx 1-2$  years), in the period from 1935-1948 ( $\approx 5-7$  years) and, on lower frequencies ( $> 16$  years), between 1920 and 1955. In the latter case, phase relationship is such that air-pressure leads NAO. WTC shows significant coherence between 1890 and 1900 ( $\approx 1-8$  years), 1910-1935 ( $\approx 1-2$  years) and 1937-1960 ( $\approx 4-7$  years). On lower frequencies, there is evidence of a peak in the period from 1945-1960, although it falls outside the cone of influence.

As regards as the relationships between winter snowfall and winter NAO index, XWT exhibits high common power on very low frequencies ( $> 16$  years) in the period from 1915 to 1940: in this period the two signals are anti-correlated. On higher frequencies, wavelet spectrum shows a peak between 1940 and 1950 ( $\approx 6-8$  years) and other areas of high common power from 1922 to 1927 ( $\approx 1-2$  years) and from 1952 to 1955 ( $\approx 1-2$  years), although in these latter cases NAO index leads snowfall. WTC shows significant coherence between 1884 and 1900 ( $\approx 1-8$  years), in the period 1917-1928 ( $\approx 1-3$  years), where NAO leads snowfall, and from 1935 to 1960. On lower frequencies ( $> 16$  years), strong power was discovered on the entire time period (1884:1960), although the 5% significance level against red noise is reached only between 1940 and 1960 (outside the cone of influence). Relationships between winter NAO index and winter snowfall founded through wavelet analysis are agreed with those discovered by De Bellis et al. (2010), in a study concerning the snow's climatology and interannual variability on the northern sector of Apennines (Emiliano-Romagnolo). This study, in fact, although is referred to 1950-2000 period, showed an anti-correlation between winter snowfall and NAO index's value.

## **Conclusion**

The analysis of the trends of new climatic time series (sub data set, 1884:1960) collected by the Montevergine Observatory (AV) in the Southern Italy showed a good agreement with those found for the Italian Peninsula. We found also a low correlation between the winter data and the NAO index, therefore supplementary studies are needed to investigate the role played by the local orography.

The work is not yet completed, a further effort will be made to digitalize and analyze the whole time series in order to make available to the scientific community one of the oldest climatological series of the Apennines Mountains, particularly valuable with regards to the meteorological parameters recorded.

INDICE ANALITICO

ANTONIOLI F.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
ANZIDEI M.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
BANESCHI I.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62
BARBANTE C.	<i>Ricostruzione delle condizioni climatiche ed ambientali in Europa negli ultimi 2000 anni sulla base dell'analisi di carote di ghiaccio alpine</i>	p. 72
BARONI C.	<i>Il segnale climatico e le sue variazioni negli anelli di accrescimento degli alberi da siti estremi al contorno della regione mediterranea</i>	p. 96
BERTOLIN C.	<i>Gli strumenti, le osservazioni e la variabilità climatica nel bacino del Mediterraneo dal 1654 a oggi</i>	p. 78
BOUIRON C.	<i>Ricostruzione delle condizioni climatiche ed ambientali in Europa negli ultimi 2000 anni sulla base dell'analisi di carote di ghiaccio alpine</i>	p. 72
BUDILLON G.	<i>Risultati preliminari dell'analisi di una nuova serie di dati climatici nell'Italia meridionale (Osservatorio di Montevertine, AV)</i>	p. 103
CAMUFFO D.	<i>Gli strumenti, le osservazioni e la variabilità climatica nel bacino del Mediterraneo dal 1654 a oggi</i>	p. 78
CANORA F.	<i>La piccola età glaciale nell'area di Taranto</i>	p. 87
CAPOTONDI L.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
CAPOZZI V.	<i>Risultati preliminari dell'analisi di una nuova serie di dati climatici nell'Italia meridionale (Osservatorio di Montevertine, AV)</i>	p. 103
CASCELLA A.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
CELANT A.	<i>Interazioni tra clima, ambiente e uomo nell'evoluzione olocenica del delta del Tevere: dati paleobotanici e ritrovamenti archeologici</i>	p. 91
CHIOCCI F.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
CONATI BARBARO C.	<i>Interazioni tra clima, ambiente e uomo nell'evoluzione olocenica del delta del Tevere: dati paleobotanici e ritrovamenti archeologici</i>	p. 91
COPPOLA A.	<i>Il segnale climatico e le sue variazioni negli anelli di accrescimento degli alberi da siti estremi al contorno della regione mediterranea</i>	p. 96
CORSELLI C.	<i>Variabilità climatica nel record sedimentario del Mediterraneo orientale durante l'Olocene</i>	p. 7
COZZI G.	<i>Ricostruzione delle condizioni climatiche ed ambientali in Europa negli ultimi 2000 anni sulla base dell'analisi di carote di ghiaccio alpine</i>	p. 72
CREMASCHI M.	<i>Al margine meridionale del Mediterraneo: cambiamenti ambientali nelle regioni aride nel corso dell'Olocene (fra clima ed impatto antropico)</i>	p. 32
CREMASCHI M.	<i>Il significato paleoclimatico dei carbonati continentali olocenici centro-sahariani: memoria delle forzanti orbitali e di eventi climatici rapidi</i>	p. 51
CREMASCHI M.	<i>Il segnale climatico e le sue variazioni negli anelli di accrescimento degli alberi da siti estremi al contorno della regione mediterranea</i>	p. 96
DI RITA F.	<i>Interazioni tra clima, ambiente e uomo nell'evoluzione olocenica del delta del Tevere: dati paleobotanici e ritrovamenti archeologici</i>	p. 91
DRYSDALE R.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62
FERRARO L.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
FURLANI S.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
GABRIELI J.	<i>Ricostruzione delle condizioni climatiche ed ambientali in Europa negli ultimi 2000 anni sulla base dell'analisi di carote di ghiaccio alpine</i>	p. 72
GAZZONI V.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
GIARDINI M.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62

GLIOZZI E.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62
I. BANESCHI	<i>L'utilizzo degli isotopi stabili del carbonio negli studi paleoambientali in campo archeologico: l'esempio di Arslantepe (Malatya, Anatolia orientale) da 5350 a 4000 anni dal presente</i>	p. 57
INSINGA D.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
LEONELLI G.	<i>Il segnale climatico e le sue variazioni negli anelli di accrescimento degli alberi da siti estremi al contorno della regione mediterranea</i>	p. 96
LIONELLO P.	<i>Il clima attuale del Mediterraneo e le sue connessioni con il clima globale</i>	p. 6
LIRER F.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
LO PRESTI V.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
LUBRITTO C.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
MAGRI D.	<i>Vegetazione e clima nel Bacino Mediterraneo durante l'Olocene</i>	p. 23
MASI A.	<i>L'utilizzo degli isotopi stabili del carbonio negli studi paleoambientali in campo archeologico: l'esempio di Arslantepe (Malatya, Anatolia orientale) da 5350 a 4000 anni dal presente</i>	p. 57
MAZZINI I.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62
MERCURI A.M.	<i>Cambiamenti climatici e insediamenti umani in Italia centrale dall'età del bronzo</i>	p. 67
PAGLIARULO R.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
PELFINI M.	<i>Il segnale climatico e le sue variazioni negli anelli di accrescimento degli alberi da siti estremi al contorno della regione mediterranea</i>	p. 96
PELOSI N.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
PETROSINO P.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
ROBERTS N.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62
ROSSI C.A.	<i>La piccola età glaciale nell'area di Taranto</i>	p. 87
SADORI L.	<i>L'utilizzo degli isotopi stabili del carbonio negli studi paleoambientali in campo archeologico: l'esempio di Arslantepe (Malatya, Anatolia orientale) da 5350 a 4000 anni dal presente</i>	p. 57
SADORI L.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62
SADORI L.	<i>Cambiamenti climatici e insediamenti umani in Italia centrale dall'età del bronzo</i>	p. 67
SALVATORE M.C.	<i>Il segnale climatico e le sue variazioni negli anelli di accrescimento degli alberi da siti estremi al contorno della regione mediterranea</i>	p. 96
SCHWIKOWSKI M.	<i>Ricostruzione delle condizioni climatiche ed ambientali in Europa negli ultimi 2000 anni sulla base dell'analisi di carote di ghiaccio alpine</i>	p. 72
SCICCHITANO G.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
SPAMPINATO C.	<i>Gli insediamenti umani nel Mediterraneo e le variazioni del livello del mare negli ultimi 12mila anni</i>	p. 47
SPILOTRO G.	<i>La piccola età glaciale nell'area di Taranto</i>	p. 87
SPROVIERI M.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
TAMBURRINO S.,	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
TRINCARDI F.	<i>Clima, circolazione e impatti antropici in Adriatico durante l'Olocene</i>	p. 28
VALLEFUOCO M.	<i>I sedimenti marini del Tirreno orientale: un archivio ad alta risoluzione dei cambiamenti climatici nel tardo Quaternario</i>	p. 43
VALLELONGA P.	<i>Ricostruzione delle condizioni climatiche ed ambientali in Europa negli ultimi 2000 anni sulla base dell'analisi di carote di ghiaccio alpine</i>	p. 72

VAN WELDEN A.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62
ZANCHETTA G.	<i>La composizione isotopica dei carbonati continentali come proxy delle variazioni del regime idrologico nel Bacino Mediterraneo durante l'Olocene</i>	p. 38
ZANCHETTA G.	<i>L'utilizzo degli isotopi stabili del carbonio negli studi paleoambientali in campo archeologico: l'esempio di Arslantepe (Malatya, Anatolia orientale) da 5350 a 4000 anni dal presente</i>	p. 57
ZANCHETTA G.	<i>I cambiamenti climatici registrati nei sedimenti del Lago di Scutari (Albania): gli ultimi 4500 anni</i>	p. 62
ZANETTIN B.	<i>Ricordo di Ardito Desio</i>	p. 5
ZERBONI A.	<i>Il significato paleoclimatico dei carbonati continentali olocenici centro-sahariani: memoria delle forzanti orbitali e di eventi climatici rapidi</i>	p. 51