

## La genesi della Valle dell'Adige

ANDREA FUGANTI, GIANFRANCO BAZZOLI, GIULIO MORTEANI

ABSTRACT - FUGANTI A., BAZZOLI G., MORTEANI G., 2001 - La genesi della Valle dell'Adige. [The origin of the Adige Valley]. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, vol 77, pp. 205-219.

The results of mineralogical and radiometric age investigations on two drillings bored in Trento area (Northern Italy) are given. The drilling shows a strong erosion of the valley during Würm glacial stage. The filling of the valley after deglaciation had higher sedimentation rates during Younger Dryas, then decreased.

PAROLE CHIAVE: *Adige, Garda, Trento, Mediterraneo, Messiniano, Riss, Würm, interglaciale Riss- Würm, Younger Dryas, Neoglaciazione.*

KEY WORDS: *Adige river, Garda Lake, Trento, Mediterranean see, Messinian, Riss, Würm, Riss-Würm interglacial, Younger Dryas, Neoglaciation.*

Andrea Fuganti, Giulio Morteani - Dipartimento di Ingegneria dei Materiali, Università degli Studi di Trento, via Mesiano 77, I-38050 Trento.

Gianfranco Bazzoli - Società Industriale Trentina p.A., Gruppo Trentino Servizi, Via Fersina 23, I-38100 Trento.

### 1. INTRODUZIONE

La Società Industriale Trentina (S.I.T.) fece eseguire nel 1995-1997 con la supervisione degli Autori le perforazioni Fersina 1 e Fersina 2 per ricerca di acquiferi presso la confluenza fra i fiumi Fersina e Adige. La perforazione esplorativa Fersina 1 raggiunse la profondità di 423 m, mentre la perforazione Fersina 2 è un pozzo di emungimento a maggior diametro profondo 190 m. La distanza fra i due pozzi è di circa 50 metri. Il sondaggio Fersina 1 fu eseguito a rotazione con recupero del "cutting" dal fango, mentre il Fersina 2 fu fatto a percussione con recupero diretto del materiale attraversato. Nel sondaggio Fersina 2 furono recuperati frammenti di legno fra 22 e 39 m e fra 129 e 149.

Frammenti di legno furono anche riscontrati alla profondità di 11 metri nella perforazione Verdi, in Via Verdi a Trento, eseguita per la progettazione del sottopasso ferroviario.

Lo scopo della presente pubblicazione è di inquadrare i risultati degli studi sulla stratigrafia ed i risultati delle determinazioni di età sui legni ritrovati nelle perforazioni Fersina 1, Fersina 2 e Verdi nella evoluzione della valle dell'Adige e delle aree finitime durante gli ultimi 15.000 anni.

La Fig. 1 mostra la posizione delle perforazioni Fersina 1, Fersina 2 e Verdi a Trento e della perforazione eseguita da FELBER *et al.* (1998) a Riva del Garda, dove pure sono stati ritrovati legni, poi datati.

Questa pubblicazione segue ed amplia le informazioni fornite da FUGANTI *et al.* (1996) sull'età di resti lignei ritrovati durante le perforazioni attuate a Trento.

### 2. L'EVOLUZIONE PLEISTOCENICA ED OLOCENICA REGIONALE

Per poter interpretare la situazione climatica, erosionale e sedimentologica documentata nei sedimenti attraversati nel sottosuolo di Trento dalle perforazioni Fersina 1, 2 e Verdi, vengono sintetizzati alcuni aspetti dell'evoluzione pleistocenica ed olocenica regionale.

#### 2.1. Inquadramento cronologico degli ultimi 15.000 anni

OROMBELLI (1990), nonché OROMBELLI & RAVAZZI (1996) sintetizzano l'evoluzione globale tardoglaciale ed olocenica dal punto di vista cronologico e climatico.

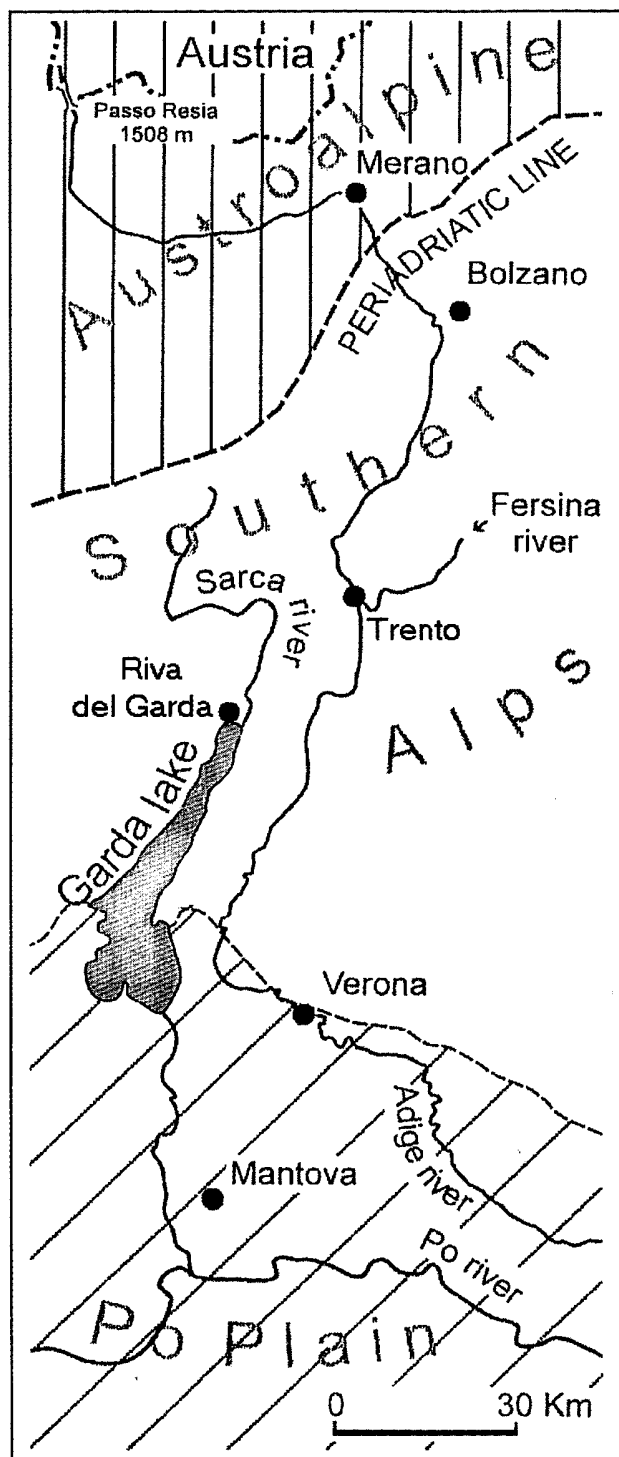


Fig. 1 - Schema raffigurante le principali unità geografiche e geologiche attraversate dalle valli del fiume Adige e del fiume Sarca e dalla valle del Garda. Le perforazioni che hanno permesso le datazioni con il  $^{14}\text{C}$  sono state eseguite a Trento e a Riva del Garda (da Fuganti et al., 1996, modificato)

Fig. 1 - Sketch map showing the main geographical and geological units crossed by the Adige river valley, Sarca river valley and Garda valley. The boreholes which allowed the  $^{14}\text{C}$  age dating were drilled at Trento and at Riva del Garda (from Fuganti et al., 1996, modified).

Sono considerate accettate universalmente le cronozone del tardoglaciale (Oldest Dryas, Bölling, Older Dryas, Alleröd, Younger Dryas), nonché dell'Olocene (Preboreal, Boreal, ecc.).

Non vi è invece accordo fra gli Autori circa l'aspetto geocronologico basato sulle datazioni con il metodo del  $^{14}\text{C}$ , in particolare se si utilizza l'età convenzionale, l'età calibrata o l'età del calendario rispetto al presente. La Fig. 2 sintetizza la situazione, sia per quanto riguarda le cronozone che le datazioni, utilizzando sia l'età convenzionale che l'età calibrata. Le età usate per le perforazioni Fersina 2 e Verdi sono età  $^{14}\text{C}$  calibrate secondo STUIVER & REIMER (1993).

## 2.2. L'avvento del freddo

EMILIANI (1978) ritiene che negli ultimi 730.000 anni si manifestarono 10 importanti glaciazioni intervallate da fasi interglaciali. Il passaggio fra le fasi fredde a quelle calde fu più rapido di quello dal caldo al freddo. Nell'intervallo di tempo considerato sono accettate da EMILIANI periodicità di 23.000, 42.000 e 100.000 anni con tale ultimo periodo come dominante. Tali periodicità climatiche sono correlabili con fenomeni astronomici.

KUTZBACH & GUETTER (1986) confrontano i dati stratigrafici ed isotopici con modelli climatologici constatando che le principali fasi glaciali e di deglaciazione corrispondono ad eventi astronomici. In particolare l'ultimo massimo glaciale è attribuito a 18.000 BP e una prima e rapida deglaciazione si sviluppò fra 15.000 e 12.000 anni BP, seguita da una seconda attorno a 9.000 anni BP.

RAYMO (1994) ricorda che le maggiori glaciazioni nell'emisfero settentrionale iniziarono circa due milioni e quattrocentomila anni addietro e che il livello del mare come quello attuale si riscontrò 130.000 anni BP, nella fase più evidente dell'interglaciale Riss-Würm. Da tale momento iniziò il glaciale Würm il cui acme si ebbe circa 22.000 anni BP. La graduale decrescita delle condizioni climatiche fredde würmiane in 110.000 anni ebbe due modeste fasi interglaciali a circa 115.000 e a circa 100.000 anni BP con risalita del livello marino.

DANSGAARD *et al.* (1993) hanno studiato la stratigrafia isotopica di due perforazioni profonde nei ghiacci della Groenlandia centrale riuscendo a ricostruire la stratigrafia e l'evoluzione climatica degli ultimi 250.000 anni BP. Ritengono che la stabilità climatica dell'Olocene, iniziata con la deglaciazione attorno ai 12000 BP è da considerare una eccezione rispetto alla precedente instabilità.

MUDELSEE & STATTEGER (1997) ritengono che nell'emisfero settentrionale il Pliocene è caratterizzato da un raffreddamento che ha generato una estesa calotta glaciale. La parte finale del Pliocene ed il Quaternario sono caratterizzati da ampie oscillazioni, rapidi cambiamenti ed ulteriore raffreddamento all'inizio del Pleistocene. Nel Pleistocene medio, caratterizzato da cicli di 41.000 anni,

		CHRONOZONES	CONVENTIONAL <sup>14</sup> C yr. B.P.	CALIBRATED <sup>14</sup> C yr. B.P.	
H O L O C E N E	P O S T G L A C I A L	N E O G L A C I A T I O N	SUBATLANTIC	2650 ± 150	2597 ± 130
			SUBBOREAL	45750 ± 150	5756 ± 99
			ATLANTIC	7750 ± 250	8826 ± 155
			BOREAL	8750 ± 250	9974 ± 30
			PREBOREAL	10100 ± 100	11297 ± 289
			YOUNGER DRYAS	10900 ± 100	12916 ± 69
P L E I S T O C E N E	L A T E G L A C I A L		ALLERÖD		
			OLDER DRYAS	11900 ± 100	13996 ± 130
			BÖLLING	13000	15426 ± 146
			OLDEST DRYAS	15000	

Fig. 2 - Suddivisione stratigrafica e cronologica del Tardiglaciale e dell'Olocene, con le età <sup>14</sup>C convenzionali e calibrate (da Orombelli & Ravazzi, 1996, semplificato).

Fig. 2 - Late Glacial and Holocene stratigraphy and chronology, with conventional ages and calibrated <sup>14</sup>C ages (from Orombelli & Ravazzi, 1996, simplified).

vi è un cambiamento climatico che introduce al tardo Pleistocene caratterizzato da cicli glaciali di 100.000 anni, pur perdurando i cicli di 41.000 anni.

### 2.3. I bacini dell'Adige e del Garda

Il substrato carbonatico della valle dell'Adige presso Trento si trova alla profondità di circa 600 m (FELBER *et al.*, 1998). A Bolzano sud la profondità della valle è di 500 m (SCHMID & GAUSLER, 1993).

Voltolini (1939) studiò i terrazzi orografici, scavati in roccia, della valle dell'Adige fra Merano e Trento. Distingue sei sistemi quali: fra 2100 e 1800 m s.l.m. o delle vette; fra 1750 e 1500 m s.l.m.; fra 1400 e 1100 m s.l.m. detto anche degli altipiani; fra 1050 e 750 m s.l.m.; fra 750 e 550 m s.l.m.; fra 450 e 250 m s.l.m. VOLTOLINI

evidenzia che i sei sistemi si correlano con i quattro trovati da KLEBERSBERG (1921) nel Trentino meridionale che distingue la superficie delle vette, il sistema degli altipiani, ritenuto miocenico, il sistema pliocenico, nonché infine il sistema dei recenti larghi fondovali ritenuto quaternario. VOLTOLINI (1939) ritiene che la regione atesina sia stata interessata da sei cicli di erosione: nell'Oligocene, all'inizio del Miocene, all'inizio del Pontico, alla fine del Miocene, alla fine del Pliocene, nonché l'ultimo nel tardo Quaternario prima della glaciazione del Riss.

Secondo S. VENZO (1943) a nord della sella di Terlago (Trento) vi sono tre sistemi attribuibili ad uno stadio avanzato di cicli erosivi: sistema oligocenico-miocenico, sistema pontico-piacenzano, sistema astiano-quaternario antico. Al primo sistema sono

attribuibili, sempre secondo VENZO, i ripiani fino a circa 1300 m s.l.m.; del secondo sistema sono i terrazzi fra 1000 ed 800 m s.l.m.; il terzo sistema si sviluppa principalmente fra 450 e 550 m s.l.m. VENZO (1943) ricorda anche che il ghiacciaio del Würm scavò il fondovalle per circa 150 m rispetto alla situazione dell'interglaciale Riss-Würm.

MARCHESONI & PAGANELLI (1966) presentano un tentativo di correlazione dei principali depositi quaternari dell'Europa medio-boreale, delle Alpi orientali, settore sudalpino comprendente i bacini Adige-Garda, nonché della Padania, soprattutto per quanto riguarda l'evoluzione della vegetazione.

Secondo MARCHESONI & PAGANELLI (1966) il Dryas antico è un periodo freddo ma con lenta regressione dei ghiacciai. Il periodo Bölling è uno stadio di oscillazione calda. Il Dryas medio è freddo. L'Alleröd è una oscillazione calda. Il Dryas recente è caratterizzato da un rincrudimento di freddo secco che nel settore sudalpino è caratterizzato da pino silvestre e mugo anche a basse quote. Il pino silvestre caratterizza nel sudalpino anche l'Alleröd e Dryas medio, mentre il Dryas antico presenta un ambiente di tundra con graminacee ed artemisia. Il postglaciale inizia con temperature in aumento ma con ambiente secco (Preboreale) con pino silvestre. Il successivo periodo Boreale ha un caldo secco. Segue il periodo di optimum climatico chiamato Atlantico caratterizzato da caldo con umidità crescente con vegetazione nel settore sudalpino tipo picea, abete, faggio e querceto misto. Vi è poi una diminuzione del caldo con fasi secche (Subboreale) caratterizzato sempre nel sudalpino da faggio, abete, picea. Segue infine il Subatlantico con clima più fresco ed umido e picea, faggio, abete. I due Autori mostrano anche che fra le glaciazioni del Riss e del Würm vi è l'interglaciale Riss-Würm con clima tipo subatlantico nella sua parte centrale. Caldo è invece il clima del più esteso interglaciale Mindel-Riss.

GRÜGER (1968) ha studiato i sedimenti di tre laghi e paludi di età tardo e post glaciale presenti fra Trento ed il lago di Garda nelle località Saltarino, Bondone e Fivè. Riporta che durante il periodo Alleröd la quota degli alberi era a circa 1500 metri, mentre durante il Younger Dryas il limite della foresta era alla quota di 650 m.

BERTOLANI MARCHETTI (1974) illustra il variare delle associazioni polliniche tardoglaciali ritrovate nella stratigrafia di varie torbiere fra il lago di Garda, la valle Cellina ed i dintorni di Trento con le seguenti considerazioni ambientali:

Dryas I: tundra con fronti glaciali a 200-100 m s.l.m. Bölling: temperato caldo secco. Dryas II: tundra con fronti glaciali a 500 m s.l.m. Dryas III: tundra con fronti glaciali a 500 m s.l.m. Alleröd: caldo secco. Dryas III: tundra con fronti glaciali a 800-900 m s.l.m.

Nel postglaciale distingue:

Preboreale: caldo asciutto con fronti glaciali sui 1600 m s.l.m. Boreale: caldo asciutto. Atlantico: caldo umido, quale optimum climatico, con fronti glaciali sui 1900-2000 m s.l.m. Subboreale: raffreddamento con fasi secche e fronti glaciali fino a 1300-1400 m s.l.m.

FINK (1978) riconosce con criteri sismici nelle valli ora occupate dai grandi laghi, dal Lago Maggiore al Lago di Garda, 4 orizzonti sopra le rocce carbonatiche del basamento: l'acqua del lago, argille e limi postglaciali ed olocenici, alluvioni o morene, ghiaie e sedimenti cementati. Nel caso del Lago di Garda, la valle è inclinata verso sud con profondità comprese da circa 500 m rispetto al livello del mare nella parte nord a 1259 metri di profondità nella parte più meridionale di fronte a Peschiera.

FINK (1978) ritiene verosimile che durante il Messiniano, quando il livello di base era circa 2000 metri più in basso per la "crisi di salinità" del mar Mediterraneo, i fiumi alpini abbiano eroso ed inciso le valli dei laghi sudalpini poi riempite dai sedimenti della trasgressione pliocenica, allargate dai ghiacciai, specialmente del Riss, successivamente ancora sede dei sedimenti morenici, fluvio-glaciali e fluviali ed infine riempite dalle acque dei laghi trattenute dalle morene frontali.

BINI *et al.* (1978) discutono pure l'origine dei maggiori laghi del versante meridionale delle Alpi, Garda compreso, come di quelli del versante settentrionale. I laghi meridionali sono attribuiti ad una fase erosiva fluviale del Messiniano quando il livello di base marino era circa 2000 m più in basso. Parlando del lago di Garda, BINI *et al.* (1978) ricordano che l'area circostante è ricca di intense deformazioni anche attuali, testimoniate dai terremoti, e da movimenti verticali che hanno portato la base del Pliocene marino a circa 500 metri sul livello del mare, ritrovato 20 km più a sud alla profondità di circa 1000 metri, con un rigetto di 1500 m. L'area del lago di Garda mostra affioramenti di sedimenti marini del basso Miocene. BINI *et al.* (1978) ritengono che i movimenti di sollevamento verticale e di subsidenza differenziata non hanno causato le profonde incisioni vallive ora occupate dai grandi laghi delle Alpi meridionali, anche se i movimenti di sollevamento esistono da almeno 6-10 milioni di anni con valori massimi nella parte centrale alpina (fra 0,4 e 1,0 mm/anno).

Secondo DONDI & D'ANDREA (1986) l'area dell'attuale bacino gardesano e dell'Adige era già emersa nel Tortoniano (12-6,4 milioni di anni BP). Nel Messiniano pre-evaporitico ed evaporitico (5,8-5,4 m.a.BP) era emersa anche l'attuale pianura lombarda e veneta a settentrione dell'allineamento Milano-delta del Po. Tutta la zona del bacino dell'Adige rimase poi emersa anche se nella pianura padana vi furono più recenti trasgressioni marine.

BORSATO (1996) ha studiato la genesi delle stalagmiti e dei travertini delle grotte carsiche del Trentino trovando tre fasi e tre tipi di deposizione correlabili con tre differenti momenti climatici. Una prima fase, fra 12.000 e 9.000 anni BP, corrisponde all'iniziale circolazione delle acque ricche di calcio per la dissoluzione delle rocce carbonatiche; la seconda fase, fra 9.000 e 5.000 anni BP, corrisponde all'optimum climatico con aumento delle temperature e delle precipitazioni ed intensa formazione di travertini; la terza fase corrisponde all'incremento dell'aridità (da 5.000 anni BP) con

decremento della dissoluzione dei carbonati e della corrispondente sedimentazione.

LANZINGHER & BROGLIO (1996) mostrano che nelle zone montane del Trentino gli insediamenti umani sono presenti nella fase Allerød sui 1000-1500 metri di altitudine e a partire dalla fine dello Younger Dryas anche a quote più elevate. Nelle zone pedemontane e di fondovalle gli insediamenti sono presenti a partire dall'Older Dryas.

PELLEGRINI & SURIAN (1996) hanno trovato che circa 14.400 anni BP i ghiacciai erano arrivati vicino a Vittorio Veneto, località tipicamente prealpina, mentre 12.150 anni BP il Vallone Bellunese, zona alpina più a nord, era libero dai ghiacci.

CALDERONI *et al.* (1996) hanno studiato la torbiera di Isera presso Rovereto (Trento) ritrovando intervallo di tempo compreso fra Bölling ed inizio Atlantico, cioè fra 14.510 e 7.400 anni calibrati BP. Risulta così che l'area di Isera (circa 210 m s.l.m.) era priva dei ghiacci a partire da circa 15.000 anni BP.

DALMERI & LANZINGHER (1997) ricordano che nel bacino imbrifero dell'Adige sono stati ritrovati insediamenti umani fin da 16.000 anni dal presente (cronologia del C14 calibrato), cioè dall'Oldest Dryas, in ripari sotto roccia al margine del fondovalle. La distribuzione geografica degli insediamenti mostra una progressiva penetrazione all'interno dell'ambiente alpino e a quote sempre più elevate in relazione al miglioramento climatico.

In Svizzera la stratigrafia tardoglaciale del Rotsee, fra Berna e Zurigo, mostra che circa 12.500 anni C14 convenzionale BP (Bölling) avviene il sorpasso delle piante sulle erbe, in particolare con lo sviluppo di *Betula* e *Pinus* (AMMANN *et al.*, 1996). È anche evidenziato che l'intervallo di tempo chiamato Younger Dryas è caratterizzato da fenomeni di erosione del suolo.

BORTENSCHLAGER *et al.* (1996) evidenziano che in Austria gli eventi climatici più significativi sono stati il deterioramento climatico della Younger Dryas ed il deterioramento climatico avvenuto circa 6.500 anni C14 convenzionale (Atlantico medio) che ha causato un cambiamento vegetazionale a scala regionale.

## 2.4. Younger Dryas

Lo Younger Dryas è un momento molto importante per il riempimento alluvionale della valle dell'Adige. Vengono perciò sintetizzati qui alcuni riferimenti che permettono di inquadrare la correlazione fra eventi regionali e locali.

BARD *et al.* (1987) hanno ricostruito le fasi della deglaciazione. Freddo costante fra 18.000 e 15.000 anni non calibrati BP. La prima fase di caldo iniziò a circa 15.000 anni non calibrati BP. Una fase di rallentamento della deglaciazione si ebbe con il Younger Dryas il cui acme di freddo si ebbe a circa 10.700 anni non calibrati BP. La seconda fase di deglaciazione iniziò circa 10.500 anni BP (ancora Younger Dryas) e finì circa 5.500 anni BP quando iniziò la neoglaciazione.

FAIRBANKS (1989) ricorda che la letteratura parla di tre modelli di deglaciazione. Un modello accetta una graduale deglaciazione che attorno a 11.000 anni BP ha subito una accelerazione. Un altro modello accetta che la deglaciazione è avvenuta con due momenti di elevatissima fusione, uno fra 14.000 e 12.000 anni BP e l'altro fra 10.000 e 7.000 anni BP separati da un netto rallentamento della deglaciazione con modesta o nulla perdita del volume dei ghiacci. Un terzo modello può essere chiamato Younger Dryas con un significativo incremento del ghiaccio fra 11.000 e 10.000 anni BP.

Secondo DANSGAARD *et al.* (1989) fra circa 15.000 e 8.000 anni BP avvenne la fusione della copertura glaciale in Nord America e nell'Europa. Il passaggio fra tardoglaciale e postglaciale corrisponde alla transizione fra Younger Dryas e Preboreal che avvenne rapidamente a 10.000 anni BP nei sedimenti del Gerzensee in Svizzera (datazione C14 convenzionale) e a 10.700 anni BP nel ghiaccio della Groenlandia meridionale. Lo sviluppo in Groenlandia ed in Europa è da considerare simile. La transizione fra Younger Dryas e Preboreal avvenne in un intervallo compreso fra 20 e 50 anni con un salto di temperatura di +7°C ed un aumento della piovosità del 50%, indicando un radicale cambiamento dell'ambiente.

Per FAIRBANKS (1990) la deglaciazione iniziò verso 19.000 anni BP ed ebbe due picchi a circa 14.100 anni BP e a circa 11.300 anni BP intervallati dalla cronozona fredda Younger Dryas (13.000-11.700 anni BP). I momenti più significativi dell'accelerazione della risalita del livello marino corrispondono ai picchi di disgelo. Una fase di relativo rallentamento della risalita del livello marino corrisponde alla cronozona Younger Dryas. Datazioni Th 230/U234.

Dallo studio stratigrafico, pollinico ed isotopico dei sedimenti di alcuni laghi svizzeri LOTTER *et al.* (1992) riscontrano oscillazioni climatiche nel periodo fra 13.000 e 9.500 anni BP utilizzando la scala convenzionale. La più importante oscillazione climatica fredda è l'intervallo di tempo chiamato Younger Dryas. L'oscillazione Younger Dryas è evidente non solo in Svizzera, ma anche nel nord Atlantico ed in tutta Europa, Alpi comprese. Si discute la durata dell'oscillazione Younger Dryas entro un intervallo compreso, secondo vari autori europei, fra circa 400 e 1.400 anni. Le osservazioni di LOTTER *et al.* (1992) per la Svizzera sono ben comparabili con i dati ottenuti in Groenlandia.

MOORE & HILLMAN (1992) riassumono gli effetti del raffreddamento avvenuto durante il Younger Dryas. La cronozona Younger Dryas fu originariamente definita per l'Europa settentrionale, ma tale fenomeno fu globale con modificazioni del clima, della vegetazione, delle usanze umane. La Younger Dryas coincide con la maggior estinzione di mammiferi in Eurasia e nel Nord America.

GOSLAR *et al.* (1993) hanno studiato la transizione fra tardo glaciale ed Olocene nei sedimenti di un lago della Polonia centrale trovando strette analogie con quanto ritrovato nei sedimenti di due laghi svizzeri e di

uno germanico. Gli eventi che hanno caratterizzato nel centro Europa l'intervallo Younger Dryas sono in accordo con quanto riscontrato nelle perforazioni dei ghiacci polari, nei sedimenti marini e nei coralli delle Barbados. L'intervallo Younger Dryas è durato circa 1.640 anni (da 12.920 a 11.280 anni calibrati BP). Nel Younger Dryas vi sono due fasi, una iniziale più lunga con clima più freddo e secco ed una seconda finale più breve con clima più mite.

MEESE *et al.* (1994) evidenziano che l'Olocene è iniziato circa 11.000 anni calibrati BP e che l'aumento di temperatura valutata su base isotopica e sulla quantità di ghiaccio accumulata per anno in Groenlandia è iniziata circa 12.000 anni calibrati BP con rapido riscaldamento fra la fine della Younger Dryas e il Preboreale. Il riscaldamento è continuato fino a circa 9.000 anni calibrati BP in modo intenso e regolare. A partire da circa 9.000 anni la situazione si è stabilizzata; l'Olocene è un periodo relativamente stabile pur con modeste variazioni climatiche.

Usando la datazione C14 convenzionale MÜLLER (1995) riporta che le maggiori valli alpine erano 14.000 anni BP libere da ghiacciai. Siamo nell'Oldest Dryas. Il passaggio Alleröd-Younger Dryas è di poco preceduto dalla eruzione vulcanica dell'Eifel (Germania meridionale) i cui prodotti furono trasportati fino in Germania settentrionale ed in Francia dove si ritrova il corrispondente sedimento potente alcuni millimetri. La fase fredda Younger Dryas durò circa 1000 anni con tendenza al caldo alcune centinaia di anni prima dell'inizio del Preboreale.

ALLEY *et al.* (1996) ritengono che il periodo freddo Younger Dryas termina rapidamente in un breve intervallo di tempo compreso fra 20 e 50 anni. Le transizioni fra Older Dryas e Alleröd e fra Younger Dryas e Preboreale furono rapide, mentre la transizione fra Alleröd e Younger Dryas fu graduale.

Secondo BJÖRCK *et al.* (1996) la transizione fra Younger Dryas e Preboreale avvenne fra 11.450 e 11.390±80 anni BP. Ciò vale per il Nord Europa e la Germania meridionale. Solo la prima parte (300-350 anni) dello Younger Dryas è caratterizzata da un clima freddo.

OROMBELLI (1996) ricorda che il passaggio fra il clima glaciale ed interglaciale avvenne in due fasi separate da un breve periodo freddo. Ciò è molto evidente in Groenlandia dove il primo innalzamento della temperatura avvenne circa a 14.700 anni BP (Bölling) con un caldo come il presente. La temperatura poi decrebbe nell'interstadiale Alleröd seguito da una fase glaciale attorno a 12.800 anni BP (Younger Dryas). La fase fredda durò circa 1.000 anni, cioè fino a 11.600 anni BP. Younger Dryas si chiuse in circa 10 anni con un incremento della temperatura di 7°C ed un raddoppio delle precipitazioni.

BARONI *et al.* (1996) parlano dell'ambiente alpino della val Camonica, val di Sole e montagne circostanti, evidenziando che la parte più recente dello Younger Dryas è caratterizzata da una erosione dei versanti con avanzamento dei conoidi.

CITA *et al.* (1996) hanno trovato che nella sedimentazione marina del Canale di Sicilia vi è traccia della fase climatica Younger Dryas che si sviluppa fra 13.000 e 12.000 anni BP calibrati.

Trincardi *et al.* (1996) mettono in evidenza che nella sedimentazione dell'Adriatico centrale vi è testimonianza dell'episodio climatico freddo Younger Dryas con l'aumento dei detriti che arrivano sulla piattaforma e nel bacino più profondo. Il freddo ridusse la vegetazione con relativo incremento della erosione nelle zone montane ed aumento del flusso dei detriti fluviali.

MASCARIELLO & FILIPPI (1996) evidenziano, studiando la sedimentazione dei principali laghi posti nella Svizzera settentrionale, che la fine della fase climatica Younger Dryas è caratterizzata da un drastico incremento della sedimentazione carbonatica, mentre prima e successivamente le variazioni climatiche hanno influito molto meno evidentemente.

ANGELUCCI & PERESANI (1996) parlano della presenza in molte località dell'Italia settentrionale del loess come testimone di una fase di steppa nel tardoglaciale (15-12000 anni BP) quanto il suolo non era protetto dalla vegetazione. In particolare descrivono questi depositi come presenti nell'area prealpina anche durante lo Younger Dryas.

ARIZTEGNI *et al.* (1996) mettono in evidenza che i momenti caldi del tardo glaciale testimoniati nelle acque dell'Atlantico sono riscontrabili anche, su base isotopica, nel mare Adriatico dall'esame dei foraminiferi (*Globigerina bulloides*).

ASIOLI (1996) basandosi sulla successione stratigrafica ricostruita in base ai foraminiferi constata che dall'inizio della deglaciazione fino alla fine dello Younger Dryas le oscillazioni hanno un intervallo centenario. Dalla fine dello Younger Dryas le variazioni delle associazioni planctoniche hanno intervalli millenari.

Langone *et al.* (1996) hanno ricostruito la sedimentazione nell'Adriatico Centrale nel tardoglaciale. Durante la prima fase della risalita del livello marino (fra 18.000 e 14.000 anni calibrati BP) la sedimentazione era circa 1,3 mm/anno. Nell'intervallo Bölling-Alleröd (da 14.000 a 12.500 anni calibrati BP) continua l'aumento del livello marino con limitata sedimentazione nell'Adriatico centrale mentre forte era l'accumulo sedimentario nel continente. La massima accumulazione si ebbe fra 13.500 e 12.700 anni calibrati BP. Il periodo freddo Younger Dryas è caratterizzato da un particolare incremento della sedimentazione causata da un decremento della vegetazione e della copertura protettiva del suolo. Un secondo minimo di sedimentazione marina si ebbe fra 11.500 e 9.500 anni calibrati BP per il grande aumento del livello marino e la sedimentazione continentale. Fra 9.500 e 8.500 anni calibrati BP vi è un nuovo aumento della sedimentazione marina dovuta all'aumento della piovosità che determinò la stratificazione dell'acqua con accumulo di sostanza organica e presenza di fauna che tollera scarsa ossigenazione sul fondo marino. Il massimo accumulo dei sedimenti sulla piattaforma continentale adriatica si ebbe circa 6.000 anni calibrati BP (Atlantico).

### 2.5. Le variazioni del livello marino

Secondo ANTONIOLI & FERRANTI (1996) il mare Mediterraneo è risalito in totale dopo l'ultima glaciazione di circa 120 metri. Fra 17.000 e 10.000 anni BP il tasso di risalita del mare fra -125 e -40 m è stato di 1,3 m per secolo. Fra 10.000 e 5.000 anni BP il tasso di risalita fra -30 e l'attuale livello è stato di 0,5 m/secolo. Ciò è in accordo con MILLIMAN & EMERY (1968) secondo i quali, a livello globale, il livello marino era a -130 m dal livello attuale circa 16.000 anni BP. La trasgressione successiva iniziò circa 14.000 anni BP e fu rapida fino a circa 7.000 anni BP, quando il livello marino globale giunse a circa 20 m sotto l'attuale. Negli ultimi 7.000 anni l'innalzamento fu molto più lento per quasi stabilizzarsi negli ultimi 4.000 anni BP. FAIRBANKS (1989), studiando la stratigrafia delle barriere coralline delle Barbados, ritenne che il livello marino durante il massimo freddo würmiano era circa  $121 \pm 5$  m sotto il livello attuale.

### 2.6. I sedimenti della laguna di Venezia e del Delta padano

Di interesse è quanto riportato da MARCHESONI & PAGANELLI (1966) circa i sedimenti del delta padano dove arrivavano ed arrivano i sedimenti dei fiumi sudalpini. In una perforazione di 522 metri eseguita a Cà Marozzi sono state riconosciute tre punte di freddo quali Würm I (120.000 anni circa BP) a circa 50 m di profondità, Riss II (circa 190.000 anni BP) a circa 126 m di profondità, Riss I (circa 230.000 anni BP) a circa 160 m di profondità. Fra Würm I e Riss II è stato riconosciuto su base pollinica l'interglaciale Riss-Würm. I sedimenti compresi fra circa 190 m e 522 m di profondità sono attribuiti all'esteso interglaciale Mindel-Riss che dura da circa 250.000 a circa 400.000 anni BP.

BERTOLANI MARCHETTI (1967) descrive la stratigrafia argilloso-sabbiosa di una trivellazione eseguita nella laguna veneta, in località Motte di Valpega, profonda circa 30 metri. Il sedimento torboso a 23 metri di profondità ha una età di 23.000 anni (Würm); anche la restante colonna stratigrafica appartiene al detto glaciale.

BONATTI (1967) studia una successione stratigrafica di 30 m estratta nella laguna veneta, 7 km a SW di Venezia dove la profondità dell'acqua era 1,70 m. Il sedimento alla base della stratigrafia è stato deposto circa 25.000 anni BP. I venti metri inferiori, sabbie ed argille fluviali e continentali, sono stati depositi durante l'acme della glaciazione würmiana. Il postglaciale comprende gli 8 metri superiori. La composizione mineralogica indica che durante il glaciale il contributo detritico deriva dai fiumi Adige e Po, mentre nel postglaciale sembra prevalere il contributo del Brenta.

FONTES & BORTOLAMI (1973) evidenziano, dallo studio di circa 50 m di sedimenti come si è evoluta la subsidenza nella laguna di Venezia. Fra 40.000 e 22.000 anni BP (Würm) la sedimentazione continentale ricca di torba si manifestò con una subsidenza di circa 1,2

mm all'anno; rapido incremento della sedimentazione continentale torbosa avvenne fra 22.000 e 18.000 BP a cui seguì per circa 12.000 anni una emersione forse per cause tettoniche. Una trasgressione marina si manifestò poi circa 6.000 anni BP accompagnata da una elevata fase di accumulazione (Atlantiano).

### 2.7. Neoglaciazione

Secondo GAMPER & SUTER (1982) l'acme della neoglaciazione è posta nelle Alpi svizzere a 3.300 anni BP (età convenzionale) preceduta dall'optimum postglaciale. LEEMAN & NIESSEN (1994) studiando i sedimenti del lago Silvaplana posto nella Svizzera orientale constatano che l'area fu priva di ghiacciai evidenti fra 9.400 e 3.000 anni BP (età convenzionale). Una neoglaciazione iniziò 3.300 anni BP (età convenzionale) con sviluppo di ghiacciai rimasti fino ad oggi. Siamo circa a metà del Subboreal, periodo universale della neoglaciazione.

WEISS *et al.* (1993) evidenziano che attorno a 4.200 anni BP vi fu nell'area fra il golfo Persico ed il Mediterraneo un rapido cambiamento climatico con incremento dell'aridità che influenzò l'assetto sociale ed economico della regione, generando nuovi equilibri etnici. Tale locale cambiamento climatico può essere correlato con la fase di aridità iniziata improvvisamente a circa 5.000 anni BP che nelle Alpi corrisponde alla neoglaciazione.

Baroni & Orombelli (1996) mettono in evidenza che la mummia ritrovata imprigionata nel ghiaccio al confine fra Italia e Austria ha una età compresa fra 5.300 e 5.050 anni calibrati B.P., corrispondendo tale momento a un significativo cambiamento climatico verso il freddo (periodo Neoglaciale) dopo l'optimum climatico precedente.

PANIZZA *et al.* (1996) datano fenomeni franosi riscontrati nell'area di Cortina d'Ampezzo (Belluno) in connessione con il ritiro dei ghiacciai e la decompressione dei versanti su strutture geologiche favorevoli allo scivolamento, come strati a franapoggio. Vi sono varie fasi di franosità anche connesse con le variazioni climatiche. Una prima importante fase è fra il Pleistocene e l'Olocene ( $\pm 10.000$  anni) e dopo l'optimum climatico (5.000-4.000 anni BP) dell'Atlantiano superiore.

## 3. LA STRATIGRAFIA DEI SEDIMENTI CHE RIEMPIONO LA VALLE DELL'ADIGE A TRENTO FINO A 423 METRI

La cronostatigrafia dei sedimenti che riempiono la valle dell'Adige a Trento fino alla profondità di 423 m è rappresentata nella Fig. 3. Per la costruzione di tale colonna stratigrafica sono state utilizzate le analisi granulometriche e mineralogiche dei sedimenti, non-

STRATIGRAPHY		Q/VO		M+B		CAR		VO		WOOD DEPTH	CALIB. AGE <sup>14</sup> C	WOOD DEPTH	CALIB. AGE <sup>14</sup> C	
		-	+	-	+	-	+	-	+	m	Y. B.P.	m	Y. B.P.	
0														
22	GRAVEL WOOD									11	4742			NEO GLACIATION
39	SAND WOOD									31	11385			YOUNGER DRYAS
81	SAND AND SILT									33	11420			
129	SILT AND SAND													
149	SILT WOOD									130	12154			YOUNGER DRYAS
153	PEBBLES											134	12660	
189	GRAVEL											137	12560	
221	RED SILT									139	12399			RISS - WURM INTERGLACIAL
284	SILT SANDY SILT													RISS
352	SILT													RISS - MINDEL INTERGLACIAL
403	SILT AND GRAVEL													
406	GRAVEL													
423	SILT													
<b>TRENTO</b>										<b>RIVA DEL GARDA</b>				

M = MUSCOVITE; B = BIOTITE; CAR = CARBONATIC ROCKS; VO = PERMAN RYOLITE; Q = QUARTZ

Fig. 3 - Log stratigrafico e mineralogico della perforazione profonda di Trento, con profondità e datazione dei frammenti di legno ritrovati nelle alluvioni a Trento e a Riva del Garda.  
 Fig. 3 - Stratigraphic and mineralogic log of the deep drilling in Trento, with depth and age dating of the wood fragments found in the alluvial sediments in Trento and in Riva del Garda.



ché le datazioni di legni trovati nelle perforazioni Fersina 1, Fersina 2 e Verdi.

Dall'alto al basso gli intervalli stratigrafici sono i seguenti.

- *Dal piano campagna a 22 metri:* ghiaia prevalente mista a sabbia. Le Figg. 4 e 5 mostrano i ciottoli ritrovati alle profondità di 9 e 20 metri. È evidente l'arrotondamento con predominanza litologica delle vulcaniti permiane (porfidi), seguono dolomie, calcari e subordinate rocce metamorfiche. Alla profondità di 11 metri è stato ritrovato un frammento di legno che ha un'età di 4.742 anni BP.

- *Da 22 a 39 metri:* sabbie con frammenti lignei. Un frammento a 31 metri di profondità ha un'età di 11.365 anni BP, mentre un altro legno prelevato a 33 m ha un'età di 11.420 anni BP.

- *Da 39 a 61 metri:* alternanze di sabbia e silt con le prime prevalenti.



Fig. 4 - Ciottoli delle alluvioni ritrovate a 9 metri di profondità. Prevalgono vulcaniti permiane.

*Fig. 4 - Pebbles from the alluvial rocks found at 9 m depth. Permian volcanic rocks are prevalent.*

- *Da 61 a 129 metri:* alternanze di silt e sabbia con i primi prevalenti.

- *Da 129 a 149 metri:* silt con resti di legni. Un campione prelevato a 130 m ha un'età di 12.154 anni BP. Un secondo campione a 139 m ha un'età di 12.399 anni BP.



Fig. 5 - Ciottoli delle alluvioni ritrovate a 20 metri di profondità. Prevalgono vulcaniti permiane e rocce carbonatiche mesozoiche.

*Fig. 5 - Pebbles from the alluvial rocks found at 20 m depth. Permian volcanic rocks and Mesozoic carbonatic rocks are prevalent.*

- *Da 149 a 153 metri:* ciottoli e ghiaie di rocce metamorfiche a spigoli subarrotondati (Fig. 6) in una matrice sabbioso-siltosa. Le rocce metamorfiche di questo intervallo affiorano nella parte settentrionale del bacino dell'Adige in provincia di Bolzano. Trovato un solo frammento di porfido.

- *Da 153 a 189 metri:* ghiaia in una matrice sabbiosa (Fig. 7). I frammenti sono arrotondati e provengono da rocce tonalitiche, vulcaniti permiane (porfido), dolomie, rocce metamorfiche. La composizione mineralogica è diversa dai due livelli ghiaiosi superiori e più recenti.

- *Da 189 a 221 metri:* silt di colore rosso che ben si differenzia dal colore grigio dei sedimenti siltosi e sabbiosi sovrastanti e sottostanti.

- *Da 221 a 284 metri:* alternanze di silt e silt sabbiosi.

- *Da 284 a 352 metri:* silt.

- *Da 352 a 403 metri:* alternanze di silt, sabbie, ghiaie.

- *Da 403 a 408 metri:* ghiaie in matrice sabbiosa. I ciottoli sono arrotondati e composti di rocce tonalitiche, dolomitiche, porfiriche e metamorfiche.

- *Da 408 a 423 metri:* silt.



Fig. 6 - Ciottoli poco arrotondati ritrovati a 150 metri di profondità. Sono rocce metamorfiche presenti nell'alto bacino dell'Adige.

*Fig. 6 - Slightly rounded pebbles as found at 150 m depth. This are metamorphic rocks found upstreams in the Adige basin.*

La Fig. 3 mostra, utilizzando i dati pubblicati da FUGANTI *et al.* (1996), la posizione stratigrafica dei frammenti lignei con la loro attribuzione cronologica. Confrontando la Fig. 2 con la Fig. 3 risulta che i sedimenti ghiaiosi superficiali appartengono al Subboreal e che i sedimenti sabbioso-limosi compresi fra 22 e 149 metri appartengono al Younger Dryas. I frammenti lignei sono stati raccolti dalla perforazione a percussione e pertanto sono riferibili con precisione ad un specifica profondità e livello stratigrafico.

### 3.1. La sequenza mineralogica

Su campioni rappresentativi di ogni intervallo stratigrafico sono state eseguite analisi mineralogiche sul contenuto percentuale di frammenti di quarzo, di rocce riolitiche (porfido), di carbonati (dolomie più calcari), nonché di muscovite e biotite.

La Fig. 3 mostra la successione stratigrafica suddivisa secondo il rapporto fra quarzo e frammenti di porfido, secondo la presenza di muscovite più biotite, secondo la presenza di carbonati e secondo la presenza di frammenti di porfido.

Risulta così che i livelli ghiaiosi compresi fra 0 e 22 m, fra 153 e 189 e fra 352 e 408 m di profondità sono caratterizzati da prevalenza di frammenti di porfido e di carbonati sul quarzo e sulla somma muscovite più biotite. Gli intervalli sabbioso-siltosi, anche con resti lignei, sono invece caratterizzati dal prevalere del quarzo e delle miche sui carbonati e frammenti di porfido.

Interpretando tali risultati mineralogici alla luce della geologia regionale risulta che i sedimenti fini (silt e sabbie) provengono principalmente dall'erosione di rocce metamorfiche presenti nell'alto bacino dell'Adige (provincia di Bolzano), mentre i sedimenti ghiaiosi provengono dalla erosione di rocce provenienti prevalentemente dalla zona trentina. È significativa, a tal proposito, la presenza di ciottoli di rocce metamorfiche nell'intervallo stratigrafico fra 149 e 153 metri.

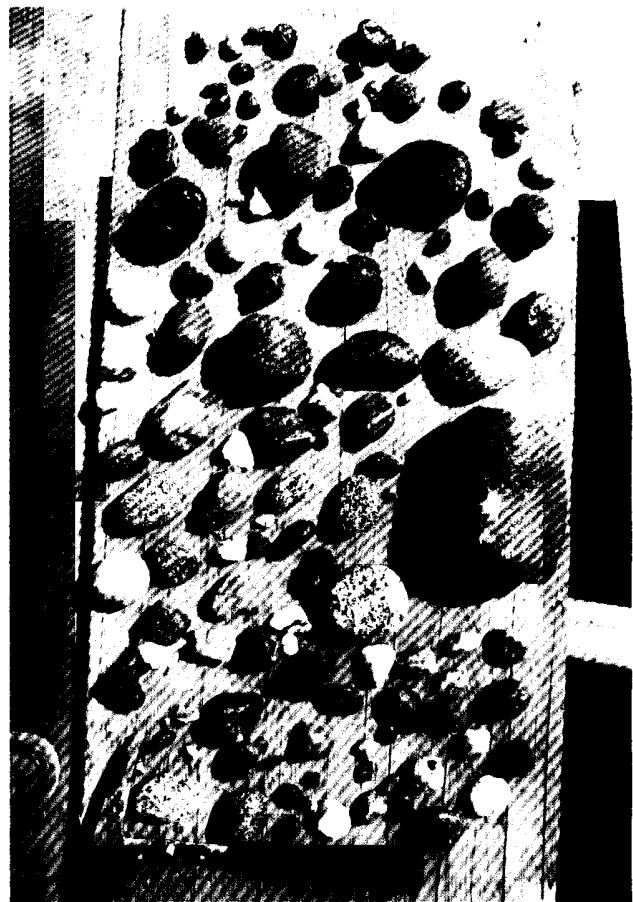


Fig. 7 - Ciottoli ritrovati a 160 metri di profondità. Prevengono vulcaniti permiane e tonaliti terziarie.

*Fig. 7 - Pebbles as found at 160 m depth. Permian volcanic rocks and Tertiary tonalites are prevalent.*

### 3.2. La sequenza pollinica

È stato analizzato il tratto stratigrafico di 190 metri campionato a percussione, tralasciando l'esame dei sottostanti sedimenti recuperati dal fango di perforazione. L'associazione pollinica ritrovata, tipica del tardo glaciale, è monotona e non è d'aiuto per la suddivisione stratigrafica e cronologica. È predominante il pino.

## 4. LE DATAZIONI DEI SEDIMENTI RITROVATI NEL SOTTOSUOLO DI RIVA DEL GARDA

Tali datazioni sono presenti nella pubblicazione di FELBER *et al.* (1998) e sono connesse con le indagini sismiche e geognostiche eseguite nelle valli del Trentino meridionale ad opera del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento.

La Fig. 1 riporta l'ubicazione del pozzo (Riva del Garda) ed i dati possono essere estrapolati alla valle che appena a meridione è riempita dall'attuale lago di Garda.

La Fig. 3 riporta la profondità dei legni raccolti e le relative datazioni calibrate che indicano lo Younger Dryas. Il livello datato a Riva del Garda è coevo a quello che a Trento che è stato attribuito allo Younger Dryas, sempre in base alle datazioni, e che è posto alla profondità fra 129 e 149 metri. Ciò indica che la valle dell'Adige ha subito, almeno per un certo intervallo di tempo, le stesse vicende presenti nella valle ora occupata dal lago di Garda.

## 5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONE

In base alla situazione cronostratigrafica riscontrata a Trento fino alla profondità di circa 221 metri ed alla situazione regionale, si può proporre il seguente modello a partire dall'interglaciale Riss-Würm.

Il livello di silt rosso (189-221 m di profondità) ed il sovrastante livello di ghiaie con ciottoli arrotondati appartengono all'interglaciale Riss-Würm (Fig. 7), periodo di clima caldo a cui è da attribuire il processo lateritico che ha reso rossi i limi stessi. Le sovrastanti ghiaie sono simili a quelle che si ritrovano nelle alluvioni terrazzate della valle di Cembra e della valle di Non dove molti ciottoli di rocce metamorfiche e magmatiche appaiono prive di coesione per fenomeni di lateritizzazione. Tali alluvioni sono chiamate antiche dalla letteratura. Alla successiva fase glaciale è connesso un abbassamento del livello marino sui 130 m circa a cui sono pure da riferire le incisioni dei terrazzi con le alluvioni dell'interglaciale Riss-Würm come delle sottostanti rocce secondo forre strette con versanti molto inclinati o subverticali. È il fenomeno già de-

scritto per la valle di Cembra da G.A. VENZO (1955) e ben evidente anche in valle di Non nella forra di S. Giustina e valli trasversali al Noce. Tali incisioni hanno una profondità fra 130 e 150 m circa. L'erosione würmiana ha così inciso le alluvioni interglaciali Riss-Würm che sono presenti a quote nettamente superiori a quelle dell'attuale fondovalle post würmiano che nella zona di Trento è attorno ai 200 m s.l.m. e ciò in accordo con S. VENZO (1943).

Le alluvioni dell'interglaciale Riss-Würm sono ricoperte fra 153 e 149 metri di profondità da pietre subarrotondate (Fig. 6) di rocce metamorfiche (gneiss e micascisti) tipiche dell'alto bacino dell'Adige e non presenti nell'area trentina. Questo orizzonte stratigrafico indica un trasporto ed una sedimentazione tipicamente post glaciale con detriti portati da almeno 100 Km più a settentrione da parte di acque fluvio-glaciali, considerando che la valle non era più occupata dal ghiaccio.

Segue, fra 129 e 149 m, un livello siltoso con resti di legno che sono stati datati come appartenenti allo Younger Dryas (12.399 e 12.154 anni BP), breve periodo freddo del tardoglaciale. Seguono fra 129 e 39 m alternanze di silt e sabbie con prevalenza di frammenti di quarzo, muscovite (sericite) e biotite sui frammenti di rocce vulcaniche (porfidi), mentre permangono relativamente presenti (fra 20 e 35%) i carbonati. L'associazione mineralogica indica che la sedimentazione fluviale è di granuli prevalentemente provenienti dall'alto bacino dell'Adige pur se presenti subordinati apporti trentini per erosione di rocce carbonatiche. Questa interpretazione conferma quella di G.A. VENZO (1957) che fra 99 e 103 m di profondità in un pozzo di Trento Nord aveva trovato ghiaietto composto da granuli spigolosi di rocce metamorfiche. Fra 39 e 22 m di profondità vi è un livello sabbioso con resti lignei, due dei quali sono stati datati con il  $^{14}\text{C}$  ritrovando un'età calibrata di 11.420 e 11.365 anni BP. Siamo ancora nello Younger Dryas e forse già nel Preboreal. Risulta così che nell'intervallo di tempo di circa 1000 anni nella valle dell'Adige sono stati depositi circa 120 metri di sedimenti ad opera dell'Adige e dei suoi affluenti con prevalente provenienza dei frammenti detritici da oltre 100 km più a settentrione di Trento. Questo modello conferma quanto scritto per questo intervallo stratigrafico da FELBER *et al.* (1998).

Segue un livello di ghiaie potente circa 20 metri (Figg. 4 e 5) mineralogicamente diverse da quelle ritrovate fra 153 e 189 m di profondità. Un legno ritrovato a 11 metri di profondità mostra un'età calibrata di 4742 anni BP; siamo nel Subboreal, cioè nella fase di neoglaciazione. Nelle ghiaie prevalgono frammenti di vulcaniti permiane (porfidi) e di carbonati con netta diminuzione del quarzo, della muscovite e della biotite; ciò dimostra che prevalgono gli apporti dall'area trentina con netta diminuzione degli apporti dall'alto bacino dell'Adige. Non è al momento possibile stabilire se i rapporti fra sabbie vecchie circa 11365 anni BP e le ghiaie del Neoglaciale sono attuati mediante una su-

perficie erosiva o una continuità di sedimentazione essendo mutata la situazione erosiva e sedimentologica per il variare delle condizioni climatiche.

Sono anche confermate le decrescenti velocità di sedimentazione dal basso all'alto già esposte in FUGANTI *et al.* (1996) correlabili con le decrescenti velocità di risalita del livello marino.

Non esistono datazioni per i sedimenti compresi fra 221 e 423 m di profondità dato che la perforazione a rotazione che ha raggiunto queste profondità non ha permesso il recupero di frammenti lignei (Fig. 3). Si tenta perciò un modello sedimentologico basato sulla situazione locale e sulla circostante situazione regionale. I depositi silteosi e sabbioso-silteosi presenti fra 221 e 252 m di profondità potrebbero essere attribuiti alla glaciazione del Riss, mentre i sottostanti sedimenti sab-

biosi e ghiaiosi sono possibilmente da attribuire all'interglaciale Riss-Mindel.

Circa la profondità della valle dell'Adige si conferma l'interpretazione fornita da FUGANTI *et al.* (1996). L'incisione più profonda è di età messiniana come per la vicina valle del Garda e per le altre vallate alpine ora occupate da laghi.

## RINGRAZIAMENTI

Ringraziamo la S.I.T. per aver permesso la pubblicazione dei dati. Ringraziamo pure il Prof. J. Gröger (Università di Gottingen) per gli esami pollinici.

**SUMMARY** - Between 1995 and 1997 the drill holes Fersina 1, Fersina 2 and Via Verdi were drilled in the city of Trento (NE Italy). The drill holes Fersina 1 and 2 reached 423 m and 190 m, respectively. Both are found in sediments of the Adige Valley and did not reach the basement rocks. Pieces of wood were found in the hole Fersina 2 at depths between 22 and 39 and 129 and 149 m as well as in the drill hole of Via Verdi at a depth of 11 meters. The wood at 11 m depth did give an C14 age (calibrated) of 4.742 yr. BP, that found between 31 and 33 m an age of 11.265 yr. BP and that found between 130 and 140 m an age between 12.154 and 12.399 yr. BP.

On the basis of this data and consideration on the regional data from literature the following chronostratigraphic sequence is proposed:

Gravel between 408 and 403 m – Mindel-Riss interglacial stage.

Silt between 408 and 423 m - Mindel-Riss interglacial stage

Sand and silt between 403 and 189 m – Riss glacial stage

Gravel with very rounded components between 189 and 153 m– interglacial Riss – Würm

Not well rounded rock fragments on metamorphic rocks of the upper part of the Adige basin embedded in sand and silt matrix between 153 and 149 m– late glacial Würm stage

Silt with wood fragments between 149 and 129 m – Younger Dryas

Silt and sand between 129 and 39 m – Younger Dryas

Sand with wood fragments between 39 and 22 m – Younger Dryas

Gravel with well rounded components with wood fragments between 22 and 0 m – Neoglaciation.

The upper part of the profile between 221 and 189 m depth displays a reddish colour due to lateritic weathering in the warm climate of the interglacial Riss – Würm stage.

The gravel found between 189 and 153 m depth are the result of the strong erosion during the Riss - Würm interglacial stage. During the Würm stage the erosion reached a depth of 130 to 150 meters below the actual floor of the valley. In the Würm stage the level of the Adriatic sea was 130 lower in respect to the actual sea level.

The assumption that the sediments found in the bore holes between 149 and 39 m depth belong to the Younger Dryas is congruent with the data of the literature where in this time a strong erosion and filling of the valleys by sediments is described. The sedimentation rate in this time decreases from the bottom to the top of the stratigraphic column and can be correlated with the decreasing velocity of the increase in the sea level of the Adriatic sea.

The Younger Dryas age of the wood fragments found in a drill hole near the northern end of the Garda lake at a depth between 149 and 39 m and the sedimentary sequence is very similar to what was found in the drill holes near Trento in the Adige valley. At the same latitude of the city of Trento the valley of the Garda lake is 500 meters deep. At the southern end of the Garda lake, near Peschiera, the valley is 1250 m deep. This very deep erosion has to be attributed to erosion during the Messinian event, where the level of the Adriatic sea was about 2000 m deeper than now.

**RIASSUNTO** - Fra il 1995 ed il 1997 la perforazione esplorativa Fersina 1 raggiunse la profondità di 423 m senza incontrare il bed rock, mentre la perforazione Fersina 2 si fermò a 190 m. Ambedue le perforazioni sono nei sedimenti del fiume Adige presso Trento. Nel sondaggio Fersina 2 furono recuperati frammenti di legno fra 22 e 39 m e fra 129 e 149 m. Frammenti di legno furono riscontrati pure a Trento alla profondità di 11 metri nella perforazione in Via Verdi. Le datazioni <sup>14</sup>C danno le seguenti età calibrate: 11 m (4.742 yr. BP), 31-33 m (11.265 yr. BP), 130-140 m (fra 12.154 e 12.399 yr. BP).

In base a considerazioni di carattere regionale ed alla situazione locale si propone il seguente modello cronostatigrafico dal basso in alto per l'intervallo stratigrafico di 423 m:

Ghiaie da 408 a 403 m: interglaciale Mindel-Riss.

Silt da 408 a 423 m: interglaciale Mindel-Riss.

Sabbie e silt da 403 a 189 m: glaciale Riss.

Ghiaie con ciottoli arrotondati fra 189 e 153 m: Interglaciale Riss-Würm.

Pietre subarrotondate di rocce metamorfiche dell'alto bacino dell'Adige: in matrice sabbioso-siltosa fra 153 e 149 m: tardoglaciale del Würm.

Silt fra 149 e 129 m: Younger Dryas (12.399-12.154 yr. BP).

Silt e sabbie fra 129 e 39 m: Younger Dryas.

Sabbie fra 39 e 22 m: Younger Dryas (11.420-11.365 yr. BP).

Ghiaie con ciottoli arrotondati fra 22 e 0 m: Neoglaciazione (4.742 yr. BP alla profondità di 11 metri).

La parte superiore fra 221 e 189 m è di colore rosso per alterazione lateritica per il caldo dell'Interglaciale Riss-Würm.

Queste ghiaie sono il residuo delle potenti alluvioni dell'Interglaciale Riss-Würm erose durante le fasi più fredde del Glaciale Würm. Tale erosione ha raggiunto la profondità di 130-150 m dalla superficie attuale della valle; durante il Würm anche il mare Mediterraneo aveva un livello circa 130 m più basso dell'attuale.

L'attribuzione dell'intervallo stratigrafico fra 149 e 39 m allo Younger Dryas è congruente con la letteratura che descrive intensi fenomeni erosivi e conseguenti riempimenti alluvionali nella fase più recente del Tardoglaciale e forse dell'inizio del Postglaciale.

Il ritmo della sedimentazione per anno dello Younger Dryas diminuisce dal basso verso l'alto e cioè è correlabile con il ritmo di innalzamento del livello marino

Presso Riva del Garda è stato trovato un livello con legni dello Younger Dryas correlabile con quello che a Trento è alla profondità di 130-140 m. La parte settentrionale della valle occupata dal lago di Garda è profonda 500 metri verso nord, circa all'altezza di Trento, e circa 1250 metri nella parte sud verso Peschiera. L'erosione così profonda nelle due valli è da attribuire all'erosione fluviale durante il Messiniano evaporitico quando il livello del mare Mediterraneo era circa 2000 metri più in basso dell'attuale.

## BIBLIOGRAFIA

- ACCORSI C.A., AITKEN M.J., CREMASCHI M., FERRARIS M., McELROY C., QUESTIAUX D., VAN VLIET LANOE B., 1988 - The loess deposits of the Rivoli moraine system. In M. Cremaschi ed.: The loess in Northern and Central Italy, INQUA, pp. 21-39.
- ALLEY R.B., MEESE D.A., SHUMAN C.A., GOW A.J., TAYLOR K.C., GROOTES P.M., WHITE J.W.C., RAM M., WADDINGTON E.D., MAYEWSKI P.A., ZIELINSKI G.A., 1996 - Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, v. 362, pp. 527-529.
- AMMANN B., GAILLARD M.Y., LOTTER A.F., 1996 - Switzerland, in Palaeoecological events during the last 15000 years. In B.E. Berglund, H.Y.B. Birks, M. Ralska - Yasiewiczowa and H.E. Wright. eds., pp. 647-666, John Wiley & Sons Ltd.
- ANGELUCCI D.E., PERESANI M., 1996 - The late-glacial loess deposits of the Asiago plateau (eastern pre-Alps, Italy). Convegno AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, pp. 17-19.
- ANTONIOLI F. & FERRANTI L., 1996 - La risalita del livello del mare Tirreno nel corso dell'Olocene. Cinquanta anni di ricerche. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 51, pp. 93-99.
- ARIZTEGNI D., CHONDROGIANNI C., WOLFF G., ASIOLI A., TERANES Y., BERNASCONI S.M., MCKENZIE Y.A., 1996 - Paleotemperature and paleosalinity history of the Meso Adriatic Depression (MAD) during the late Quaternary: a stable isotopes and alkenones study. Guilizzoni P. and Oldfield F. eds. - Palaeoenvironmental analysis of Italian crater lakes and Adriatic sediments. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, v. 55, pp. 219-230.
- ASIOLI A., 1996 - High resolution foraminifera biostratigraphy in the Central Adriatic basin during the last deglaciation: a contribution to the Paliclas project. Guilizzoni P. and Oldfield F. (Guest Editors) - Palaeoenvironmental analysis of Italian crater lakes and Adriatic sediments. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, v. 55, pp. 197-217.
- BARD E., ARNOLD M., DUPRAT J., MOYES J., DUPLESSY J.C., 1987 - Reconstruction of the last deglaciation: deconvolved records of  $\delta^{18}O$  profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometric  $^{14}C$  dating. *Climatic Dynamics*, v. 1, pp. 101-112.
- BARONI C., OROMBELLI G., 1996 - The alpine "iceman" and holocene climatic change. *Quaternary Research*, v. 46, pp. 73-83.
- BARONI C., CARTON A., RAVAZZI C., SPERANZA A., 1996 - New data on late-glacial to early Holocene paleoenvironmental evolution in the Central Alps (Northern Italy). Convegno AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, pp. 11-12.
- BERTOLANI MARCHETTI D., 1967 - Vicende climatiche e floristiche dell'ultimo glaciale e del postglaciale in sedimenti della laguna veneta. *Memoria di Biogeografia Adriatica*, v. VII, pp. 193-225.
- BERTOLANI MARCHETTI D., 1974 - Lineamento climatico-forestale del postglaciale nelle Prealpi venete. *Natura e*

- Montagna*, v. 2-3, pp. 45-54.
- BINI A., CITA M.B., GAETANI M., 1978 - Southern alpine lakes-hypothesis of an erosional origin related to the messinian entrenchment. *Marine Geology*, v. 27, pp. 271-288.
- BJÖRCK S., KROMER B., JOHNSEN S., BENMKE O., HAMMARLUNG D., LEMDAHL G., POSSNERT G., RASMUSSEN T.L., WOHLFART B., HAMMER C.U., SPURK M., 1996 - Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, v. 274, pp. 1155-1160.
- BONATTI E., 1967 - Late-pleistocene and postglacial stratigraphy of a sediment core from the lagoon of Venice (Italy). Contribution 882 from the Institute of Marine Sciences University of Miami, pp. 9-26.
- BORSATO A., 1996 - Late-glacial to Holocene moonmilk and calcareous tufo deposits from caves in the Trentino (North-Eastern Italy): the precipitation environment and its paleoclimatic significance. In AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, pp. 33-34.
- BORTENSCHLAGER S., OEGGL K., WAHLMÜLLER N., 1996 - Austria, in Palaeoecological events during the last 15000 years,. In B.E. Berlund, H.Y.B. Birks, M. Ralska - Yasiewiczowa and H.E. Wright eds., pp. 667-685, John Wiley & Sons Ltd.
- CALDERONI G., FINOTTI F., ILICETO V., LEONARDI D., PAGANELLI A., 1996 - Analisi polliniche e radiometriche nella torbiera di Isera. In "Archeologica del Comun Comunale Lagarino" Museo Civico di Rovereto, pp. 27-34.
- CITA M. B., SALA M.C., OSIO A., MARIAM A.R., MAROTTA P.A., DE LANGE G., 1996 - Late Pleistocene-Holocene succession of the Sicily channel: the record of the last deglaciation. Convegno AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: "Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, p. 45.
- DALMERI G., LANZINGHER M., 1997 - L'evoluzione dell'ambiente e del popolamento umano del bacino dell'Adige alla fine del Tardoglaciale e nell'Olocene antico. XXXIII Riunione scientifica I.I.P.P., Preistoria e Protostoria del Trentino Alto Adige - Südtirol. Trento, 21-24 ottobre 1997, p. 5.
- DANSGAARD W., WHITE J.W., JOHNSEN S.J., 1989 - The abrupt termination of the Younger Dryas climatic event. *Nature*, v. 339, pp. 532-534.
- DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N.S., HAMMER C.H., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR A.E., JOUZEL J., BOND G., 1993 - Evidence for general instability of past climate from 250-Kyr ice core record. *Nature*, v. 364, pp. 218-220.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G., 1986 - La pianura padana e veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene. *Giornale di Geologia*, v. 48, pp. 197-225.
- EMILIANI C., 1978 - The cause of the ice ages. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 37, pp. 349-352.
- FAIRBANKS R.G., 1989 - A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, v. 342, pp. 637-642.
- FAIRBANKS R.G., 1990 - The age and origin of the "younger Dryas climate event" in *Greenland ice cores. Paleoceanography*, n. 5, pp. 937-948.
- FELBER M., VERONESE L., COCCO S., FREI W., NARDIN M., OPPIZZI P., SANTULIANA E., VIOLANTI D., 1998 - Indagini sismiche e geognostiche nelle valli del Trentino meridionale (Val d'Adige, Valsugana, Valle del Sarca, Valle del Chiese), Italia. *Studi Trent. Sci. Naturali, Acta Geologica*, v. 75, pp. 3-52.
- FINK P.G., 1978 - Are southern alpine lakes former messinian canyons? Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes. *Marine Geology*, v. 27, pp. 289-302.
- FONTES J.CH., BORTOLAMI G., 1973 - Subsidence of the Venice area during the past 40,000 yr. *Nature*, v. 244, pp. 339-341.
- FUGANTI A., BAZZOLI G., MORTEANI G., 1996 - The Quaternary evolution of the Adige Valley near the city of Trento (Northern Italy) as deduced from wells and radiocarbon dating. Preliminary results. *Studi Trent. Sci. Naturali, Acta Geologica*, v. 73, pp. 93-97.
- GAMPER M., SUTER J., 1982 - Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. *Geographica Helvetica*, n. 2, pp. 105-114.
- GOSLAR T., KUC T., RALSKA-JASIEWICZOWA M., RÓZANSKI K., ARNOLD M., BARD E., VAN GEEL B., PAZDUR M.F., SZEROCZY\_SKA K., WICIK B., WIECKOWSKI K., WALANUS A., 1993 - High-resolution lacustrine record of the late glacial-holocene transition in central Europe. *Quaternary Science Reviews*, v. 12, pp. 287-294.
- GRÜGER J., 1968 - Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsentwicklung der Südalpen in Umkreis des Gardasees. *Bot. Jb.*, v. 88, pp. 163-199.
- KLEBERSBERG R.V., 1921 - Zur Morphologie der Lessinischen Alpen. Borntraeger, Berlin, p. 64.
- KUTZBACH J.E., GUETTER P.J., 1986 - The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18000 years. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 43, pp. 1726-1759.
- Langone L., Asioli A., Correggiani A., Tricardi F., 1996 - Age-depth modelling through the late Quaternary deposits in the central Adriatic basin. Guilizzoni P. and Oldfield F. (Guest Editors) - Palaeoenvironmental analysis of Italian crater lakes and Adriatic sediments. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, v. 55, pp. 177-196.
- LANZINGHER M., BROGLIO A., 1996 - Man-environment interferences during the upper Paleolithic and Mesolithic in the Northern Italy. In AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, pp. 49-50.
- LEEMAN A., NIESSEN F., 1994 - Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene*, v. 4, pp. 259-268.
- LOTTER A.F., EICHER U., SIEGENTHALER U., BIRKS H.J.B., 1992 - Late -glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, v. 7, pp. 187-204.
- MARCHESONI V., PAGANELLI A., 1966 - Tavola cronologica del Quaternario. *Studi Trentini di Scienze Naturali*, v. 43, pp. 179-188.
- MASCARIELLO A., FILIPPI M.L., 1996 - Which main factors controlled lake sensitivity in recording climate and environmental changes during late-glacial-holocene

- transition? A review from some lacustrine sedimentary archives in the northern alpine foreland (Switzerland). In AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, pp. 36-39.
- MEESE D.A., GOW A.J., GROOTES P., MAYEWSKI P.A., RAM M., STUIVER M., TAYLOR K.C., WADDINGTON E.D., ZIELINSKI G.A., 1994 - The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene. *Science*, v. 266, pp. 1680-1682.
- Milliman J.D. & Emery K.O., 1968 - Sea levels during the past 35.000 years. *Science*, v. 162, pp. 1121-1123.
- MIUDELSEE M., STATTEGER K., 1997 - Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced method of time-series analysis. *Geol. Rundsch.*, v. 86, pp. 449-551.
- MOORE A.M.T. & HILLMAN G.C., 1992 - The Pleistocene to Holocene transition and human economy in Southwest Asia: the impact of the Younger Dryas. *American Antiquity*, v. 57, pp. 482-494.
- MÜLLER J., 1995 - Outline of climatic and environmental changes in southern central Europe over the past 20,000 years. In: G. Morteani & J.P. Northover (eds.) - Prehistoric gold in Europe, Kluwer Academic Publishers, pp. 7-15, dordrecht, The Netherlands.
- OROMBELLI G., 1990 - Ghiacciai, clima, equilibri ambientali. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 45, pp. 833-837.
- OROMBELLI G., 1996 - The late glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate. Convegno AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, pp. 3-4.
- OROMBELLI G. & RAVAZZI C., 1996 - The late glacial and early Holocene: chronology and Paleoclimate. *Il Quaternario*, v. 9, pp. 439-444.
- Panizza M., Pasuto A., Silvano S., Soldati M., 1996 - Late-glacial to early Holocene landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Northern Italy). In: AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, pp. 20-22.
- PELEGRINI G.B., SURIAN N., 1996 - Environmental changes in the late-glacial-early Holocene in the Vallone Bellunese (Eastern Alps). In AIQUA-MTSM, Trento 7-9 febbraio 1996: Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardoglaciale e l'Olocene antico in Italia, pp. 40-42.
- RAYMO M.E., 1994 - The initiation of northern hemisphere glaciation. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 22, pp. 353-383.
- SCHMID C. & GÄNSLER A., 1993 - Möglichkeiten geophysikalischer Untersuchungen zur Bestimmung del hydrogeologischen Parameter. *Ingegneria e Geologia degli Acquiferi* n. 2, pp. 29-33.
- STUIVER M. & REIMER P.J., 1993 - Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised calib.  $3.0^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 35, pp. 215-230.
- TINNER W., AMMANN B., GERMAN P., 1996 - Treeline fluctuations recorded for 12500 years by soil profiles, pollen and plant macrofossils in the central Swiss Alps. *Artic and Alpine Research*, v. 28 pp. 131-147.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., ASIOLI A., CORREGGIANI A., LANGONE L., 1996 - Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the central Adriatic basin and the record of short-term climatic events. Guilizzoni P. and Oldfield F. (Guest Editors) - Palaeoenvironmental analysis of Italian crater lakes and Adriatic sediments. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, v. 55, pp. 39-70.
- VENZO S., 1943 - Studi geomorfologici sul Trentino Centrale con particolare riguardo alla Val d'Adige nella Regione di Trento. *Atti della Soc. Ital. di Scienze Naturali*, v. LXXXII, pp. 1-12.
- VENZO G.A., 1955 - I depositi del quaternario e l'evoluzione morfologica della valle del T. Avisio fra Stramentizzo ed Ischiazza (Val di Fiemme, Trentino). *Studi Trent. Sci. Naturali*, 32, pp. 23-33.
- VENZO G.A., 1957 - Ricerche sulla serie lacustre e fluviale attraversata da pozzi trivellati nella zona industriale di Trento. *Giorn. di Geol.*, 26, pp. 1-16.
- VOLTOLINI I., 1939 - I terrazzi orografici della Valle d'Adige da Merano a Trento. *Contributi agli Studi di Geografia*, v. I, pp. 111-129.
- WEISS H., COURTY M.A., WETTERSTOM W., GUICHARD F., SENIOR L., MEADOW R., CURNOW A., 1993 - The genesis and collapse of third millenium north mesopotamian civilization. *Science*, v. 261, pp. 995-1004.