

Zeitschrift:	Bollettino della Società ticinese di scienze naturali
Herausgeber:	Società ticinese di scienze naturali
Band:	100 (2012)
Artikel:	Stratigrafia, morfodinamica, paleoambienti della piana fluvio-deltizia del Ticino dall'ultimo massimo glaciale a oggi : proposta di sintesi
Autor:	Scapozza, Cristian / Antognini, Marco / Oppizzi, Paolo
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-1003023

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 25.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Stratigrafia, morfodinamica, paleoambienti della piana fluvio-deltizia del Ticino dall'Ultimo Massimo Glaciale a oggi: proposta di sintesi

Cristian Scapozza^{1,2}, Marco Antognini³, Paolo Oppizzi^{1,4} e Nicola Patocchi¹

¹Fondazione Bolle di Magadino, Via Cantonale, 6573 Magadino, Svizzera

²Gruppo Permafrost Ticino, A Sassèl 16, 6702 Claro, Svizzera

³Museo cantonale di storia naturale, Viale Cattaneo 4, 6900 Lugano, Svizzera

⁴Parco delle Gole della Breggia, CP 8, 6835 Morbio Inferiore, Svizzera

cristian.scapozza@bluewin.ch

Riassunto: L'analisi dei dati attuali disponibili sul riempimento sedimentario della Valle del Ticino, la compilazione di datazioni al radiocarbonio già presentate in letteratura o inedite, nonché la realizzazione di un nuovo sondaggio in località Castellaccio nelle Bolle di Magadino, hanno permesso di proporre una sintesi sull'evoluzione geomorfologica della piana fluvio-deltizia del fiume Ticino tra Biasca e il Lago Maggiore negli ultimi 20'000 anni. In particolare, si è potuta evidenziare l'evoluzione del bacino lacustre in funzione del ritiro glaciale, sia dal punto di vista paleogeografico che chronostratigrafico. I dati disponibili hanno permesso di ricostruire la paleogeografia della Valle del Ticino a differenti momenti della sua storia geologica recente. Per la prima parte del Tardoglaciale, sono presentate le evidenze di una valle del Ticino compartmentata dai coni di deiezione e caratterizzata da una successione di bacini lacustri locali in Riviera e nel Bellinzonese, e da un paleo-Verbano che arrivava a quota 210–212 m slm (oggi si situa a 193 m slm) e che si spingeva fino a Sementina–Giubiasco. Per l'Olocene, sono presentate le principali tappe della progradazione del delta del Ticino e del riempimento sedimentario del Piano di Magadino. L'analisi dei tassi di sedimentazione fluviale e dei tassi di progradazione del delta del Ticino hanno permesso di determinare la dinamica di erosione/sedimentazione tardoglaciale e olocenica e di metterla in relazione con il modello di sedimentazione paraglaciale, che implica un'importante crisi morfogenetica che si sarebbe presentata all'inizio della deglaciazione.

Parole chiave: geomorfologia alpina, paleogeografia, Lago Maggiore, Bolle di Magadino, Quaternario, Tardoglaciale, Olocene.

Stratigraphy, morphodynamics, palaeoenvironments of the Ticino river fluvio-deltaic floodplain since the Last Glacial Maximum: an attempt to synthesize

Abstract: The analysis of current data available on the sedimentary infilling of the Ticino valley, the compilation of radiocarbon dating previously presented in literature and unpublished, as well as the realisation of a new borehole in the locality of Castellaccio in the Bolle di Magadino, allowed to propose a synthesis on the geomorphological evolution of the fluvio-deltaic floodplain of the Ticino river between Biasca and the Lago Maggiore in the last 20'000 years. In particular, it was possible to highlight the evolution of the lake basin as a function of the glacier retreat, both on the palaeogeographic and on the chronostratigraphic point of view. The available data allowed reconstructing the palaeogeography of the Ticino valley at different moments of its recent geological history. For the first part of the Lateglacial, are presented the evidences of a Ticino valley segmented by the alluvial fans and characterised by a succession of local lake basins in the Riviera and in the Bellinzonese, and of a palaeo-Verbano that reached an altitude of 210–212 m asl (today he reach 193 m asl) and who arrived near Sementina and Giubiasco. For the Holocene, the main stages of the progradation of the Ticino river delta and the following infilling of the Piano di Magadino are shown. The analysis of the fluvial sedimentation rates and of the Ticino river delta progradation rates allowed determining the erosion/sedimentation dynamics during the Lateglacial and the Holocene. This dynamics was putted in relation with the paraglacial sedimentation model, which implies a major morphogenetical crisis at the beginning of the deglaciation.

Keywords: alpine geomorphology, palaeogeography, Lago Maggiore, Bolle di Magadino, Quaternary, Lateglacial, Holocene.

INTRODUZIONE

La natura assai capricciosa del fiume Ticino è conosciuta fin dall'Antichità e da sempre ritma la vita degli abitanti della sua pianura alluvionale, che oggi si sviluppa

grossso modo da Giornico a Magadino. Questa natura mutevole del fiume è diventata sempre più conflittuale con le attività umane, fino a quando, dopo i gravi eventi alluvionali del 1868, si è deciso di imbrigliare definitivamente il Ticino e di incanalarlo lungo tutto il suo tragitto

nel fondovalle. La correzione del fiume Ticino e la successiva bonifica del Piano di Magadino hanno quindi modificato molti ambienti fluviali che si erano creati nel tempo dal divagare degli alvei fluviali e dalle piene repentine, ma hanno anche permesso di meglio conoscere la dinamica recente del fiume e quello che era il suo aspetto prima delle grandi opere di correzione (PIFFARETTI & LUCHESSA 2011). Se torniamo ancora più indietro nel tempo, gli aspetti meglio conosciuti della Valle del Ticino sono la storia della sua colonizzazione umana, ricostruita grazie agli innumerevoli ritrovamenti archeologici che documentano la vita delle popolazioni che occupavano le nostre vallate dal Neolitico inferiore a oggi (per es. CRIVELLI 1943, DONATI 1986, DE MARINIS & BIAGGIO SIMONA 2000), come pure la storia del ritorno della vegetazione dopo l'ultima grande glaciazione, studiata grazie ai pollini conservati in numerosi stagni, paludi e torbiere (per es. ZOLLER 1960, TORONI 1968, KÜTTEL 1977, CONEDERA & TINNER 2000).

Meno conosciuto è invece il contesto paleoambientale dell'evoluzione della Valle del Ticino dall'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) a oggi, in particolare per quel che concerne la deglaciazione e l'evoluzione del detritismo, per le quali esistono solo delle sintesi relativamente datate e assai incomplete (per es. HANTKE 1983). Eppure, nel contesto attuale di un clima che tende a essere sempre più caldo (OCCC 2008) e nell'aumento di interesse verso progetti di rivitalizzazione e di rinaturalazione di corsi d'acqua e zone umide (UFAM 2011), pochi studi hanno permesso di documentare l'evoluzione del paesaggio fluviale del Sud delle Alpi in generale, e la dinamica idrosedimentaria del Ticino in particolare, nel corso degli ultimi 20 millenni. Una maggiore conoscenza degli ambienti e delle dinamiche fluviali passati sarebbe infatti indispensabile alla comprensione della loro evoluzione recente, così come alla previsione della loro dinamica futura (per es. LAIGRE *et al.* 2009, 2011).

Questo contributo si iscrive nello studio generale delle reazioni degli ambienti fluviali alpini di fronte ai cambiamenti climatici attraverso lo studio dell'evoluzione della piana fluvio-deltizia del fiume Ticino nel Quaternario recente. L'obiettivo principale è quello di proporre una sintesi stratigrafica, morfodinamica e paleoambientale della piana fluvio-deltizia del fiume Ticino dall'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) a oggi, in analogia a quanto proposto da SCHOENEICH (1999) e REYNARD *et al.* (2009) per il fiume Rodano a monte del Leman.

CONTESTO GEOMORFOLOGICO

La piana fluvio-deltizia del Ticino comprende la pianura alluvionale sul fondovalle fra la Riviera e il Bellinzonese, e il Piano di Magadino, compreso fra Giubiasco e l'attuale riva del Lago Maggiore. In Riviera il fondovalle segue una direzione NNO-SSE. In questo tratto il fiume Ticino, quasi totalmente incanalato, percorre ampi meandri incassati con tracciati imposti dai numerosi coni di deiezione che ne deviano il corso da un

versante all'altro della valle. La larghezza della pianura supera raramente il chilometro, ma si restringe fino a poche centinaia di metri in corrispondenza della parte distale dei coni medesimi. Fra Gnosca e Gorduno, la valle segue una direzione N-S; il fiume si mantiene al centro della pianura alluvionale a causa della presenza dei coni di deiezione di Gorduno e di Arbedo, che si fronteggiano chiudendo praticamente il fondovalle. Oltre Gorduno la valle piega a gomito in direzione NE-SO fino a Camorino. Analogamente al tratto inferiore della Riviera e la confluenza con la Moesa, il tracciato del fiume è condizionato dagli imponenti coni di deiezione, in questo caso di Bellinzona/Ravecchia, Monte Carasso/Sementina e di Giubiasco/Camorino. A valle della confluenza con la Morobbia, la pianura si sviluppa in direzione E-O fino al Lago Maggiore. In questo tratto il fiume segue un tracciato rettilineo, imposto dall'arginatura e dagli interventi di correzione del fiume e bonifica del Piano di Magadino, eseguiti fra la fine del XIX secolo e l'inizio del XX (per es. MARTINOLI 1896, GAGGETTA 1946, ANTONIETTI 1964, SOLARI 1982, GROSSI 1986, PIFFARETTI & LUCHESSA 2011).

MATERIALI E METODI

Analisi sedimentologica di materiali sciolti

Nella presente indagine, la caratterizzazione sedimentologica dei terreni sciolti è stata quasi integralmente ripresa dalle informazioni pregresse relative a sondaggi già pubblicati o a rapporti inediti. La descrizione dei singoli sondaggi comprende le litofacies, la granulometria, la forma degli elementi e, se presenti, le datazioni al radiocarbonio. Una breve descrizione del tipo di sedimento e l'interpretazione morfogenetica sono riportate direttamente nel testo. Per quanto attiene alla granulometria del terreno, le varie classi utilizzate sono definite come segue: blocchi (> 200 mm), ciottoli (200–60 mm), ghiaia (60–2 mm), sabbia (2–0.06 mm), limo (0.06–0.002 mm), argilla (< 0.002 mm).

Datazioni al radiocarbonio

In aggiunta alla compilazione di numerose datazioni al radiocarbonio, vengono presentate 11 datazioni inedite, tutte ottenute con la tecnica della spettrometria di massa con acceleratore (tecnica AMS, *Acceleration Mass Spectrometry*). Per la datazione inedita ottenuta in località Mondascia a Biasca, la preparazione dei campioni è stata compiuta dal Laboratorio ^{14}C del Dipartimento di Geografia dell'Università di Zurigo, mentre la datazione vera e propria è stata eseguita grazie all'acceleratore tandem dell'Istituto di Fisica delle Particelle della Scuola Politecnica Federale di Zurigo (ETHZ) (codice UZ-.../ETH-...). Per le 10 datazioni eseguite in località Castellaccio nelle Bolle di Magadino, la preparazione dei campioni e la datazione sono state effettuate presso il Laboratorio Radiocarbonio di Poznań, in Polonia (codice Poz-...). Tutte le datazioni al radiocarbonio sono state calibrate con il programma OxCal 4.1 (BRONK RAMSEY 2001,

2009, 2010) secondo la curva di calibrazione IntCal09 (REIMER *et al.* 2009) e con un intervallo di confidenza di 2σ (95.4% di probabilità). Le datazioni calibrate sono espresse in anni calendari prima del presente (anni cal BP; BP = *Before Present*), mentre le età convenzionali sono espresse in anni “radiocarbonio” prima del presente (anni ^{14}C BP). Per convenzione, il presente è fissato al 1950 AD, data corrispondente ai primi esperimenti nucleari che hanno perturbato la ripartizione naturale nell’atmosfera degli isotopi utilizzati in radiocronologia.

RISULTATI

Contesto generale e dati disponibili

Tra il fondo roccioso scavato nelle rocce cristalline del basamento pennidico e delle Alpi meridionali e la superficie topografica della Valle del Ticino, sono disponibili informazioni ricavate con metodi indiretti (geofisici) e diretti (sondaggi, rilievo della morfologia di superficie) che permettono la ricostruzione parziale dell’origine della Valle e del suo riempimento, successivo al ritiro glaciale in epoca Tardoglaciale. La maggior parte delle informazioni disponibili sono assai datate (anni ’60, ’70 e ’80), e consistono in: (1) una campagna di studio geofisico mediante sismica a rifrazione, a riflessione e sondaggi elettrici verticali, condotta tra il 1969 e il 1970 (FONDAZIONE LERICI 1970); (2) numerosi sondaggi meccanici di profondità variabile tra 30 e 100 m, realizzati per conoscere nei dettagli la stratigrafia del riempimento sedimentario della Valle del Ticino e per la taratura dei dati geofisici (SPICHER & WENK 1981, HANTKE 1983, ISTITUTO GEOLOGICO CANTONALE 1993); (3) la cartografia geologica del Quaternario del Piano di Magadino, che

fornisce un quadro generale dei terreni alluvionali di superficie, dei principali depositi di versante e degli orli di erosione dei terrazzi e dei coni di deiezione (BÄCHLIN *et al.* 1974, MARKUS FELBER in BEATRIZOTTI 2011). Più recentemente, è stata condotta una campagna geofisica (4) eseguita con sismica a riflessione e rifrazione nell’ambito del Progetto nazionale di ricerca 20 (PNR 20/NFP20), comprendente due profili sismici a riflessione attraverso l’intera pianura alluvionale del fiume Ticino a Pollegio (bassa Leventina) e tra Contone e Progero sul Piano di Magadino (FELBER *et al.* 1994, FELBER & BINI 1997, PFIFFNER *et al.* 1997) (fig. 1). Numerose informazioni relative alla parte superficiale del riempimento sono state ricavate dalle stratigrafie di sondaggi meccanici eseguiti nel corso degli anni a scopo geotecnico, idrogeologico o per la formazione di pozzi di captazione dell’acqua (fig. 2 e fig. 4). La tab. 1 presenta una panoramica dei 18 sondaggi utilizzati nella presente ricerca.

Conoscenze attuali sul riempimento della Valle del Ticino

In base alla ricostruzione delle isoipse del substrato roccioso basata sulle citate indagini geofisiche, lo spessore del riempimento sedimentario del Piano di Magadino può superare i 500 m nella zona del Ramello a Contone. L’asse del fondovalle è situato in posizione mediana e si sposta leggermente verso la sponda sinistra in vicinanza del Lago Maggiore (fig. 1). Nell’ambito della campagna di studio geofisico del fondovalle del Ticino compiuta da FONDAZIONE LERICI (1970), sono stati eseguiti numerosi sondaggi meccanici relativamente profondi (sondaggi S1-S16, fig. 2) che, unitamente all’interpretazione di terrazzi lacustri o di erosione, hanno permesso di acquisire delle conoscenze assai dettagliate sul riempimento

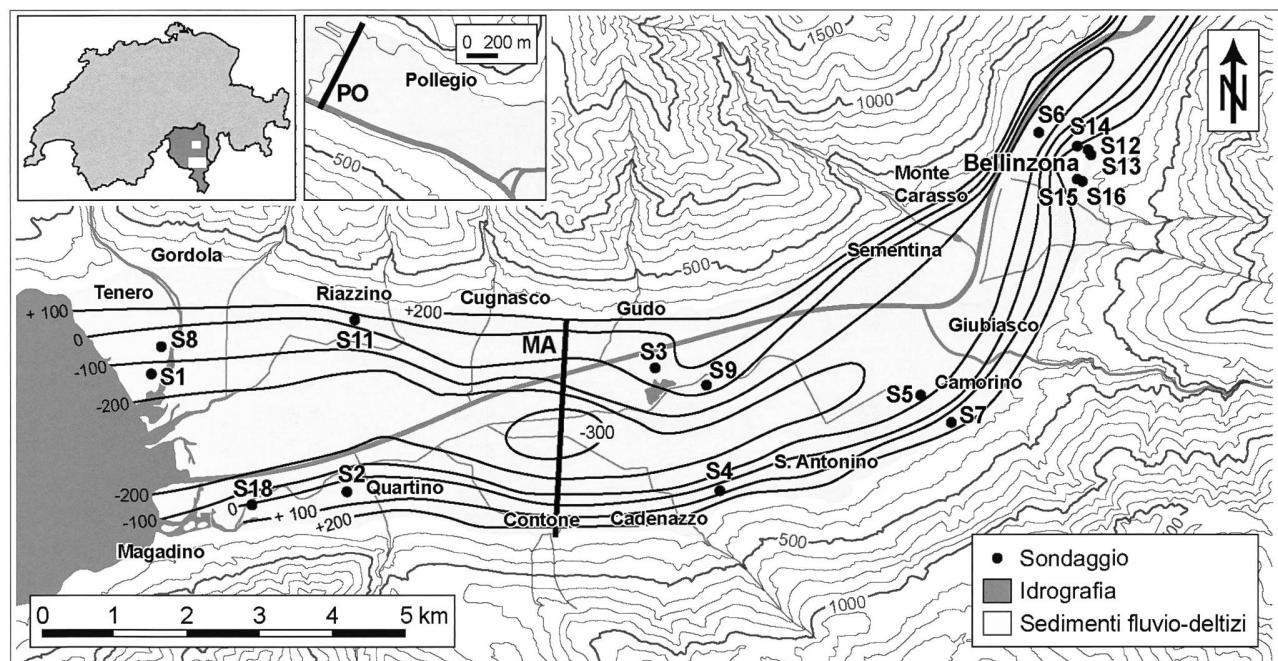


Fig. 1 – Isoipse del substrato roccioso sotto il Piano di Magadino, ricostruite in base ai risultati delle indagini geofisiche (Fondazione Lerici 1970, da Beatrizotti 1985), localizzazione dei sondaggi e posizione dei profili sismici a riflessione realizzati nel quadro del Progetto nazionale di ricerca 20 attraverso il Piano di Magadino (profilo MA) e la bassa Leventina (profilo PO). Equidistanza delle curve di livello: 100 m.

alluvionale del Piano di Magadino e sulle variazioni di livello lacustre del Lago Maggiore, già discusse in parte da SPICHER & WENK (1981), HANTKE (1983), ISTITUTO GEOLOGICO CANTONALE (1993) e BEATRIZOTTI (2011).

Le principali informazioni che possiamo trarre da questi sondaggi sono: (1) il substrato roccioso è stato raggiunto solo al bordo della pianura fluvio-deltizia, cioè a Tenero (S1) e Gudo (S3), rispettivamente a circa 32 (quota 165 m slm) e circa 100 (quota 105 m slm) metri di profondità; (2) depositi glaciali (till di alloggiamento) sono stati rinvenuti solo nel sondaggio di Tenero (S1) tra 18 e 32 m di profondità (179 e 165 m slm); (3) in tutti i sondaggi a eccezione di S1, le ghiaie e i ciottoli sono perlopiù ben arrotondati e inclusi in matrice sabbiosa, a conferma dell'origine fluviale di questo tipo di sedimenti. Inoltre, essi sono spesso organizzati in strati o in corpi lenticolari con estensione limitata, a indicare delle migrazioni della banda attiva del fiume; (4) negli strati di limo argilloso è sovente riconoscibile una struttura laminata ritmica grossolana (varvata s.l.), che indicherebbe un regime

del paleo fiume Ticino ancora prevalentemente di tipo glaciale al momento del deposito di questi sedimenti; (5) materiale organico è stato incontrato in S5 a Camorino, sottoforma di torba a circa 50.1 m di profondità (quota 167.5 m slm), e in S2 a Quartino, dove sono stati trovati numerosi frammenti di legno alla profondità di 82–83 m (quota 119–120 m slm).

Per quanto attiene alla morfologia di superficie, i coni di deiezione del Bellinzonese, per esempio i coni di Gnosca, Gorduno, Arbedo, Monte Carasso–Sementina, Giubiasco, Progero e Cugnasco, presentano sovente un orlo di erosione molto marcato al loro fronte (BÄCHLIN *et al.* 1974), interpretato quale conseguenza dell'erosione durante la catastrofica Buzzia di Biasca del 1515 (RENÉ HANTKE in SPICHER & WENK 1981). Questa ipotesi non spiega però l'assenza di questo carattere morfologico al fronte dei coni di deiezione della Riviera, dove la valle è molto più stretta rispetto al Piano di Magadino. Più verosimilmente, gli orli di erosione rappresentano invece dei resti morfologici formatisi all'epoca in cui questi

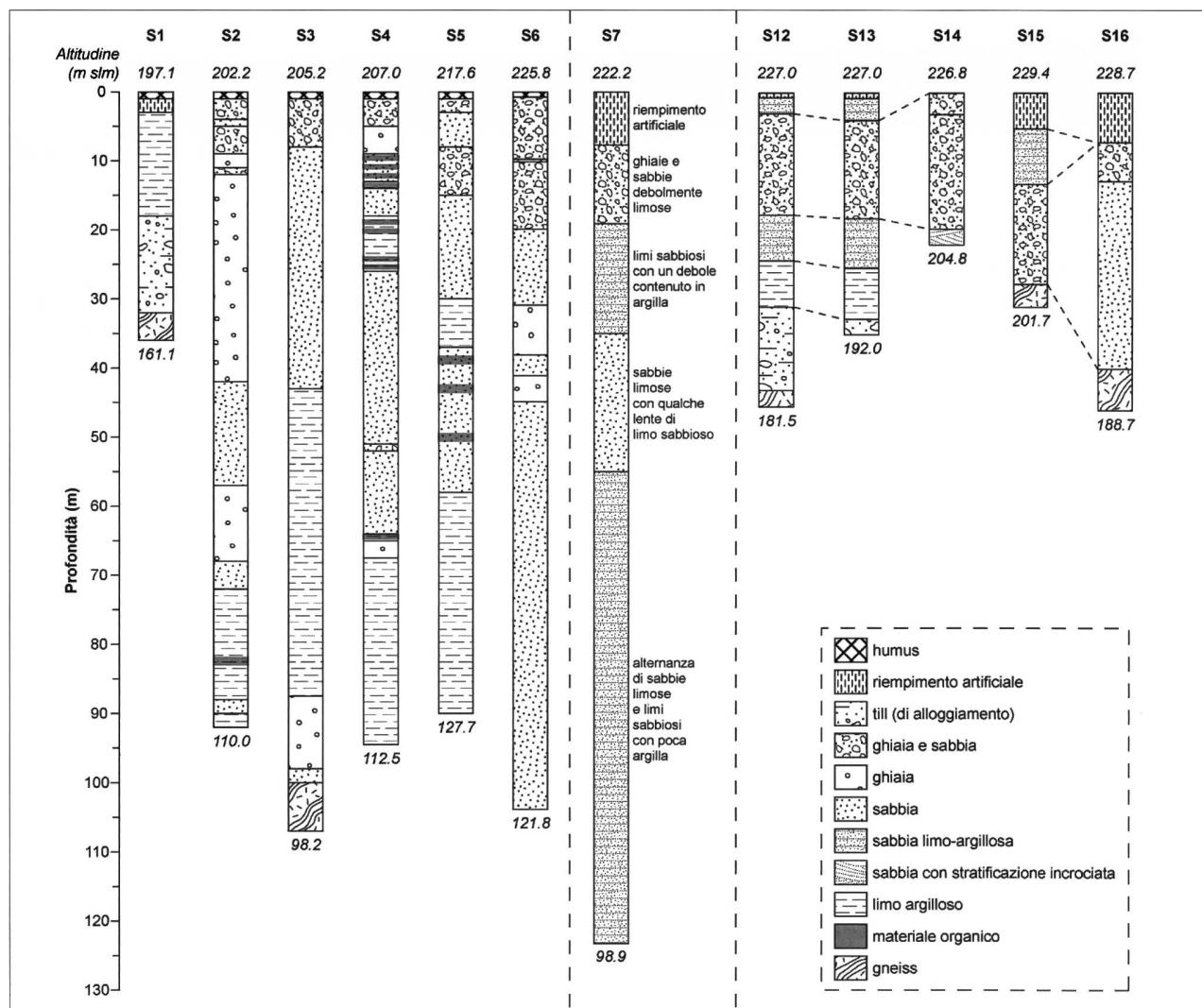


Fig. 2 – Stratigrafia dei sondaggi profondi realizzati nel Piano di Magadino e nel Bellinzonese (caratteristiche in tab. 1 e localizzazione in fig. 1; in fig. 6 per i due sondaggi di Biasca). Il sondaggio S7 è stato ricostruito sulla base della sola descrizione, che è stata riportata nella figura.

coni di deiezione costituivano dei delta affacciati sul paleo Verbano. Queste formazioni sono attualmente adiacenti alla pianura fluvio-deltizia del Ticino che, nel tempo, è progradata fino a colmare di sedimenti la Valle del Ticino (SCAPOZZA 2012). Testimonianze simili si trovano ad esempio nella piana fluvio-deltizia del Rodano svizzero tra Bex e Villeneuve (SCHOENEICH 1999) o nella riviera lemanica tra Morges e Nyon (SCAPOZZA *et al.* 2009).

Tab. 1 – Caratteristiche dei 18 sondaggi compilati e utilizzati in questa ricerca (localizzazione in fig. 1; in fig. 6 per i due sondaggi di Biasca).

Fonti: (1) SPICHER & WENK (1981)
 (2) ISTITUTO GEOL. CANTONALE (1993)
 (3) AMMANN (1988)
 (4) OPPIZZI (1988)
 (5) LODETTI *et al.* (2005)
 (6) VENZO *et al.* (1999)

N.B.: Il sondaggio S2 (ora GESPOS 449.136) era denominato originariamente come GESPOS 426.14, mentre il sondaggio S4 (ora GESPOS 120.33) era denominato originariamente come GESPOS 103.25.

No.	Codice	Località	Quota (m s.l.m.)	Prof. (m)	Fonte
S1	TEN-1	Tenero	197.1	36.0	(1)
S2	GESPOS 449.136	Quartino	202.0	92.0	(1)
S3	GESPOS 108.12	Gudo	205.2	107.0	(1)
S4	GESPOS 120.33	Cadenazzo	207.0	94.5	(1)
S5	CAM-1	Camorino	217.6	89.9	(1)
S6	GESPOS 102.032	Bellinzona (Piscine comunali)	225.8	104.0	(1, 6)
S7	GESPOS 104.28	Camorino	222.2	123.3	(2)
S8	GESPOS 441.63	Tenero	199.5	30.5	(3)
S9	GESPOS 108.27	Gudo	207.0	15.4	(4)
S10	ATB 123	Biasca	282.0	20.0	(5)
S11	RIA 2	Riazzino	196.4	15.0	(5)
S12	GESPOS 102.085	Bellinzona (Piazza del Sole)	227.0	45.5	(6)
S13	GESPOS 102.189	Bellinzona (Piazza del Sole)	227.0	35.0	(6)
S14	GESPOS 102.190	Bellinzona (Piazza Simen)	226.8	22.0	(6)
S15	GESPOS 102.096	Bellinzona (Piazza Nasetto)	229.4	27.7	(6)
S16	GESPOS 102.100	Bellinzona (Piazza Nasetto)	228.7	40.0	(6)
S17	GESPOS 701.96	Biasca	279.0	50.0	Inedito
S18	MAG-1	Magadino (Castellaccio)	195.8	50.0	Inedito

I risultati dei due profili sismici a riflessione eseguiti nell'ambito della campagna di prospezione geofisica per il Progetto nazionale di ricerca 20, permettono la ricostruzione indiretta della storia del riempimento sedimentario del fondovalle (fig. 1 e fig. 3). In base alle informazioni ricavate da questi due profili, si può ipotizzare che il solco vallivo del Ticino sia stato scavato dall'erosione fluviale alla fine del Neogene (per es. FELBER *et al.* 1994, GARZANTI & MALUSÀ 2008), probabilmente in epoca precedente la Crisi di salinità del Messiniano che ha disseccato il Mediterraneo. Le glacia-

zioni quaternarie avrebbero quindi avuto solo l'effetto di rimuovere (parzialmente) i sedimenti pre-quaternari, senza che le avanzate glaciali abbiano provocato una sovraescavazione dei solchi vallivi. La valle fluviale neogene potrebbe aver avuto l'effetto di incanalare i flussi di ghiaccio quaternari verso l'attuale conca del Verbano, ciò che spiegherebbe la presenza del gradino roccioso del Monte Ceneri senza mettere in gioco valli sospese e erosione glaciale differenziale. Gli elementi presentati finora rappresentano la sintesi parziale dell'evoluzione del riempimento sedimentario della Valle del Ticino. Questi dati fungono da base per le analisi che saranno condotte in seguito. È quindi possibile presentare un modello schematico di riempimento della pianura fluvio-deltizia del Ticino, che dall'alto al basso presenta:

- depositi fluviali (sabbie, ghiaie e depositi palustri di meandro o braccio morto);
- depositi deltizi prossimali (in prevalenza sabbie più o meno selezionate) e distali (in prevalenza sabbie limose) in funzione della prossimità con il fronte del delta, che sarebbero in gran parte olocenici;
- depositi lacustri e glacio-lacustri che possono essere ritmati (in funzione della prossimità con il fronte del paleo ghiacciaio del Ticino) e che sono stati in parte depositati durante la fase di ritiro del ghiacciaio del Ticino e della Moesa (Tardoglaciale);
- depositi ghiaiosi limosi e (in parte) argillosi, di probabile origine glaciale (soprattutto till di alloggiamento) e quindi di età pleistocenica (ultima glaciazione e deglaciazione);
- il substrato roccioso cristallino.

In base a questo modello schematico, buona parte del riempimento postglaciale della Valle del Ticino deriva dalla progradazione della pianura fluvio-deltizia. Numerose questioni riguardanti la modalità e la cronologia di tale progradazione del delta del Ticino (e della Verzasca) rimangono tuttavia in sospeso. Fra queste, la posizione della riva del Lago Maggiore nella fase di ritiro glaciale tardoglaciale. Alcuni autori (per es. COTTI *et al.* 1990, ISTITUTO GEOLOGICO CANTONALE 1993) fissano il limite a Biasca, altri indicano piuttosto Bellinzona (per es. CAMPANA 1989) o Sementina–Giubiasco (per es. HANTKE 1983). Considerando i risultati dello studio del solco glaciale minore di Bellinzona (VENZO *et al.* 1999), si potrebbe anche ipotizzare che, grossomodo a monte di Sementina–Giubiasco, i depositi lacustro-palustri ritrovati nel Bellinzonese e in Riviera possano essersi depositati in piccoli bacini lacustri locali. Questi ultimi si sarebbero formati per segmentazione del fondovalle da parte di grandi coni di deiezione come quelli di Giubiasco, Sementina, Ravecchia, Arbedo, Gorduno, Gnosca e Claro, come ipotizzato anche da HANTKE (1983) e da FELBER (2000).

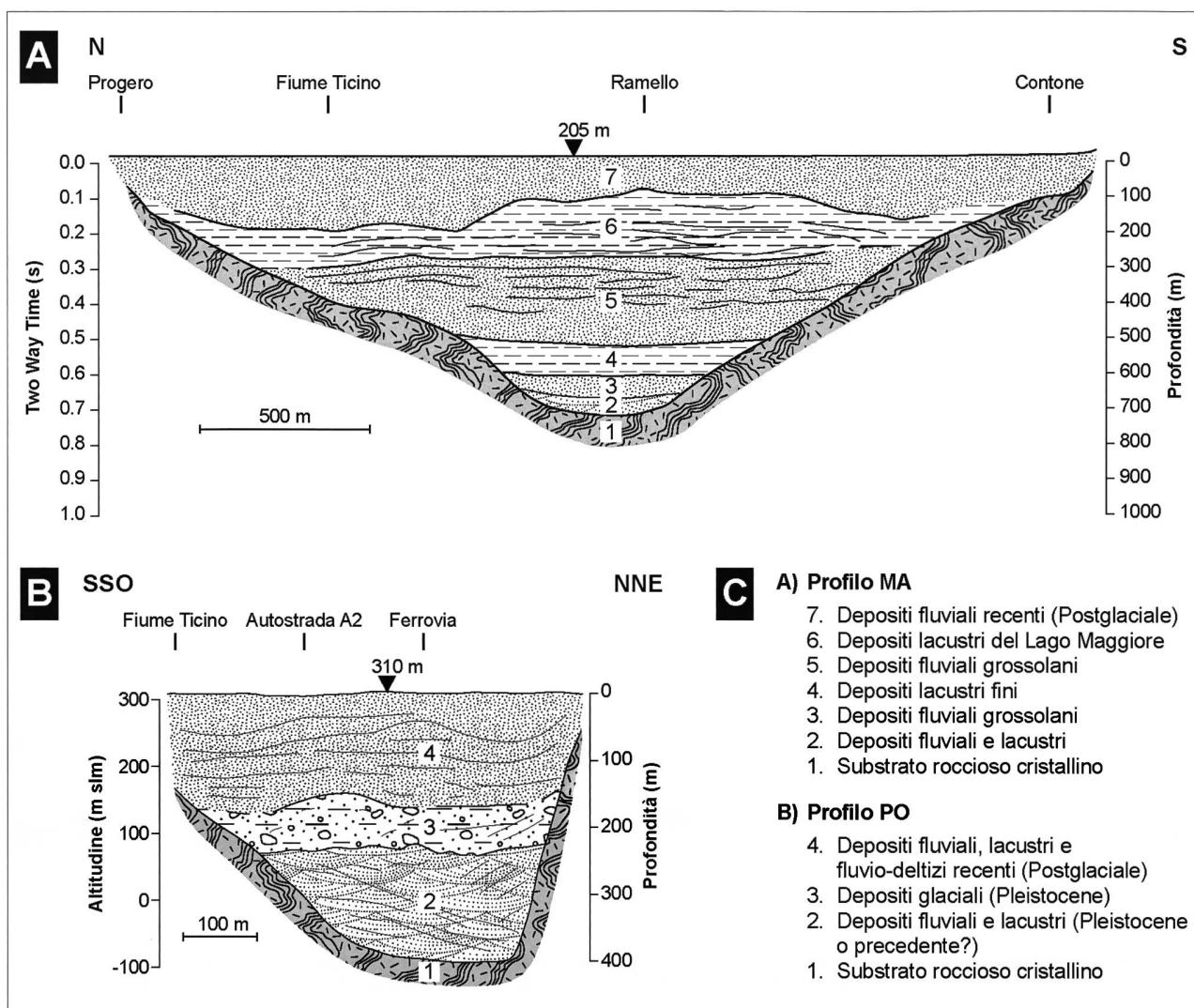


Fig. 3 – Interpretazione geologica dei profili di sismica a riflessione MA e PO. Per la localizzazione dei profili, vedi la fig. 1. (A) Profilo MA eseguito nel Piano di Magadino (modificato da FELBER *et al.* 1994, FELBER & BINI 1997; interpretazione da PFIFFNER *et al.* 1997). (B) Profilo PO eseguito a Pollegio (modificato da FELBER & BINI 1997). (C) Descrizione geologica.

Tab. 2 – Compilazione delle date al radiocarbonio utilizzate in questo studio. Il codice di identificazione della datazione corrisponde al codice di laboratorio della datazione stessa.

Codice	Località	Materiale	Età ^{14}C BP	Età cal BP	Fonte
UZ-5199/ETH-30382	Mondascia (Biasca)	Legno	$12'370 \pm 85$	$14'965 - 14'035$	Datazione inedita
UZ-4722/ETH-25354	Cavienca (Lavorgo, Faido)	Legno	$11'340 \pm 80$	$13'390 - 13'085$	ANTOGNINI & VOLPERS (2002)
UZ-4722/ETH-25355		Legno	$11'690 \pm 85$	$13'760 - 13'350$	
UZ-4724/ETH-25356		Legno	$11'500 \pm 80$	$13'565 - 13'175$	
Combinato			–	$13'440 - 13'275$	
UZ-5958/ETH-42562	Baragge (Giubiasco)	Pino silvestre (<i>Pinus sylvestris</i>)	9355 ± 40	$10'695 - 10'435$	ANTOGNINI & KREBS (2012)
B-4565	Bellinzona Castelgrande	Carbone	6270 ± 40	$7275 - 7025$	DONATI (1986)
UZ-1026	Gudo	Abete bianco (<i>Abies Alba</i>)	6015 ± 105	$7165 - 6635$	OPPIZZI (1988)
B-3947	Tenero	Abete bianco (<i>Abies Alba</i>) Acero (<i>Acer sp.</i>) Ontano (<i>Alnus sp.</i>) Larice o Abete rosso (<i>Larix decidua</i> o <i>Picea abies</i>)	5640 ± 80	$6635 - 6290$	AMMANN (1988)
UZ-4916/ETH-26986	Biasca	Quercia (<i>Quercus sp.</i>)	3655 ± 55	$4150 - 3835$	LODETTI <i>et al.</i> (2005)
UZ-5079/ETH-28509	Riazzino	Ontano (<i>Alnus sp.</i>)	3480 ± 50	$3885 - 3630$	LODETTI <i>et al.</i> (2005)

Datazioni al radiocarbonio

Allo scopo di introdurre degli elementi che permettano di determinare la cronostratigrafia degli eventi che hanno condizionato il riempimento della pianura fluvio-deltizia del Ticino, è stata effettuata una compilazione di 10 datazioni al radiocarbonio in gran parte già presentate e discusse nella letteratura scientifica (tab. 2). Alle datazioni presentate nella tab. 2 si aggiungono le citate 10 datazioni inedite relative al sondaggio S18 eseguito nelle Bolle di Magadino (località Castellaccio) (tab. 3).

Tab. 3 – Datazioni al radiocarbonio eseguite sui legni provenienti dal sondaggio S18, effettuato in località Castellaccio nelle Bolle di Magadino (710'790/112'340; quota terreno: 195.75 m slm).

Codice	Campione	Prof. (m)	Materiale	Età ^{14}C BP	Età cal BP	Età BC/AD
Poz-31077	Car 5 Camp 30	5.85	Legno	50 ± 30	260 - 30	1690 - 1920 AD
Poz-31078	Car 9 Camp 67	13.30	Legno	1125 ± 30	1170 - 955	780 - 995 AD
Poz-31079	Car 10 Camp 75	15.00	Legno	1080 ± 30	1060 - 930	890 - 1020 AD
Poz-31080	Car 11 Camp 85	17.00	Legno	1160 ± 35	1175 - 975	775 - 975 AD
Poz-31081	Car 17 Camp 147	29.38	Legno	2940 ± 35	3215 - 2970	1255 - 1020 BC
Poz-31088	Car 17 Camp 150	30.00	Legno	1570 ± 30	1530 - 390	420 - 560 AD
Poz-31083	Car 18 Camp 152	30.50	Legno	1235 ± 30	1265 - 1070	685 - 880 AD
Poz-31086	Car 20 Camp 179	35.70	Legno	1185 ± 30	1230 - 1000	720 - 950 AD
Poz-31087	Car 26 Camp 233	46.50	Legno	1870 ± 30	1880 - 1720	70 - 230 AD
Poz-31084	Car 27 Camp 249	49.70	Legno	1940 ± 35	1990 - 1820	40 BC - 130 AD

Le datazioni più rappresentative in quanto collegate a eventi direttamente legati alla sedimentazione nella piana del Ticino, sono 15. Nel dettaglio, dalla data più antica alla più recente sono (fig. 4):

- UZ-5199/ETH-30382 in sabbie limose e limi sabbiosi tra 39.3 e 42.7 m di profondità, interpretati come dei depositi lacustri ritmati. Inferiormente, tra 42.7 m di profondità e la base del sondaggio, si trovano delle ghiaie, talvolta limose, che potrebbero corrispondere a depositi fluvio-glaciali. La sequenza di ghiaie e sabbie che compone la parte superficiale del sondaggio sovrastante i depositi lacustri è invece tipicamente fluviale. In termini interpretativi, questa datazione permette di determinare un'età minima del ritiro glaciale locale. Tenendo conto del fatto che la datazione è stata ottenuta nella parte superiore dei depositi lacustri, con tetto a 239.7 m slm, si deduce che il deposito dei sedimenti fluvio-glaciali e di buona parte dei sedimenti lacustri è anteriore a circa 14'500 cal BP, cioè prima dell'interstadio tardoglaciale del Bølling/Allerød. Tutta la sequenza fluviale è invece più recente, e data della seconda metà del Tardoglaciale e dell'Olocene. Per quanto concerne l'origine dei depositi lacustri, si può escludere un collegamento con la presenza di un paleo-Verbanio che si spingesse fino a Biasca, in quanto la quota di questi sedimenti è di 20 m superiore alla quota massima raggiunta dal Lago Maggiore (220 m slm) al momento della deglaciazione del bacino lacustre (FELBER 2000).

- UZ-1026, a circa 11 m di profondità in territorio di Gudo su frammenti di legno inclusi in sabbie fini, localmente limose e con orizzonti turbosi, riconducibili a depositi fluvio-deltizi esterni all'asse principale del fiume Ticino. Questi sedimenti si sovrappongono a sabbie limo-argillose di origine lacustre, e sono sottostanti a ghiaie più o meno grossolane contenenti quantità variabili di sabbie ed elementi fini. La datazione fissa un'età minima di circa 7'000 cal BP per la fine della sedimentazione lacustre presso Gudo, permette di fissare un'età approssimativa del passaggio del fronte del delta in questa località e di determinare un'età massima dell'inizio di una sedimentazione tipicamente fluviale già distale rispetto alla posizione del fronte del delta ma molto prossimale rispetto al letto del Ticino. La parte superiore della sequenza stratigrafica del sondaggio comprende sabbie con orizzonti ricchi di ciottoli (probabilmente resti di antiche alluvioni), che indicano una posizione assai prossimale all'alveo del Ticino.
- B-3947, in depositi fluvio-deltizi della Verzasca a 26.3–28.5 m di profondità nel sottosuolo di Tenero. Un orizzonte limoso ricco di materia organica ha fornito numerosi pezzi di legno e della torba. Il materiale organico era intercalato a ciottoli, ghiaie, sabbie e limi trasportati e depositati dal fiume Verzasca. Questa situazione potrebbe indicare la presenza di un antico alveo che, tra ca. 6'600 e 6'300 cal BP, ha funzionato come braccio abbandonato o meandro morto, in seguito ripreso da un'attività fluviale più intensa.
- UZ-4916/ETH-26986 e UZ-5079/ETH-28509 ottenute, rispettivamente, a 8.7 e 15.0 m di profondità in corrispondenza di sabbie limose di origine fluviale e fluvio-deltizia a Biasca e a Riazzino. Il margine di calibrazione sovrapposto delle due datazioni indica che la differenza di età tra i due campioni datati non è significativa. In base a ciò, verso 4100–3800 cal BP, la piana del Ticino a Biasca presentava una sedimentazione tipicamente fluviale, caratterizzata dalla presenza di sabbie limose, come quelle in cui sono stati trovati i legni, comprese in una potente sequenza di ghiaie sabbiose. Le sabbie limose ricche di materia organica indicano una posizione relativamente distale rispetto all'alveo del fiume, come è il caso per il campione di Tenero presentato in precedenza. A Riazzino, al contrario, i legni datati provengono dalla parte superiore di un complesso di sabbie limose, interpretato come di origine fluvio-deltizia, chiuso superiormente da sabbie e ghiaie tipicamente fluviali. Questa situazione indica quindi che, al momento del deposito dei frammenti di legno (ca. 3'900–3'600 cal BP), il periodo di sedimentazione fluvio-deltizia stava per terminare e il fronte del delta del Ticino si trovava già a valle di Riazzino.
- Le 10 datazioni ricavate da frammenti di legno rinvenuti nel sondaggio S18 coprono un arco temporale corrispondente agli ultimi due millenni. L'unica eccezione è rappresentata dalla datazione Poz-31081 (1'255–1'020 BC), più antica di un millennio rispetto

- alla Poz-31081 (40 BC–130 AD) proveniente dalla base del sondaggio. L'intera sequenza si sviluppa nei sedimenti fluvio-deltizi del Ticino, caratterizzati dalle tipiche variazioni granulometriche collegate alle migrazioni del canale principale attraverso la pianura alluvionale. L'aumento della granulometria delle sabbie, sostituite da ghiaie negli ultimi secoli, potrebbe indicare la migrazione del canale principale del fiume Ticino dal lato destro verso il lato sinistro del Piano di Magadino. All'interno della sequenza si evidenziano "l'episodio fine" (tra 44.4 e 47.0 m di profondità) e la "ricorrenza grossolana" (tra la superficie e 7.1 m di profondità). Nella prima, con età 70–230 AD (datazione Poz-31087), prevale del limo sabbioso denso laminato che indica la presenza di un braccio morto o l'abbandono del canale principale. La "ricorrenza grossolana", con carattere prevalentemente ghiaioso, si è formata negli ultimi tre secoli (1'690–1'920 AD; datazione Poz-31077) e potrebbe essere collegata all'aumento della capacità di trasporto del Ticino durante la degradazione climatica della Piccola Era Glaciale. Questi depositi grossolani sono preceduti da una fase di relativa calma idrosedimentaria, con prevalenza di sabbie fini limose laminate e ricche di materia organica, anteriore a 780–995 AD (datazione Poz-31078) e più antiche di 1'690–1'920 AD (datazione Poz-31077), che potrebbe corrispondere al Periodo Caldo Medievale (ca. 800–1'300 AD).

• Datazione UZ-5958/ETH-42562 in sabbie fluviali, con tetto a circa 11 m di profondità. Campione rinvenuto a circa 14 m di profondità negli scavi per la costruzione dell'inceneritore di Giubiasco (KREBS & ANTOGNINI 2012). Verso la superficie, le sabbie sono sostituite da ghiaie (fra 11 e 5 m di profondità) e nuovamente da sabbie fino alla quota terreno (220 m slm). In base a questa datazione, verso 10'700–10'400 cal BP, cioè all'inizio dell'Olocene (Preborale), nella regione di Giubiasco la sedimentazione era già tipicamente fluviale e il riempimento della pianura alluvionale era già quasi completo.

All'insieme del quadro chronostratigrafico presentato finora occorre considerare l'influsso esercitato dall'Uomo, che ha colonizzato le vallate alpine nel corso dell'Olocene. A questo proposito, si riporta la datazione B-4565 ottenuta da DONATI (1986) su un fondo di abitazione dello "strato 13" e che testimonia che la prima colonizzazione della collina di San Michele a Bellinzona, sulla quale sorge oggi il Castelgrande, è avvenuta durante il Neolitico inferiore dell'Italia settentrionale (più precisamente verso ca. 7'200–7'000 cal BP). Da questo momento in poi, occorre tener conto di apprezzabili modifiche del paesaggio naturale, e quindi delle dinamiche naturali di erosione/sedimentazione, da parte dell'Uomo.

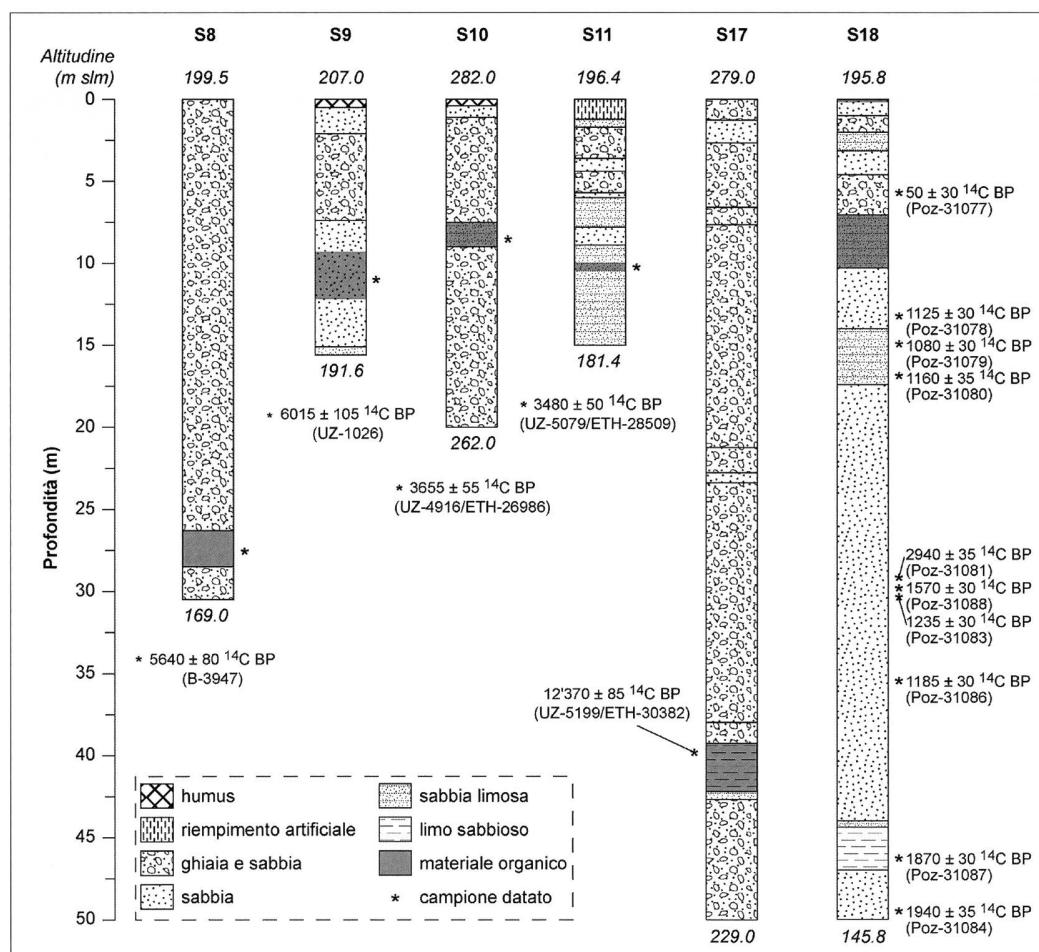


Fig. 4 – Stratigrafia e posizione dei reperti datati per i sondaggi che permettono di ricostruire la chronostratigrafia del riempimento sedimentario della Valle del Ticino (localizzazione in fig. 1 e caratteristiche in tab. 1).

DISCUSSIONE

Un bacino lacustre liberato dal ritiro glaciale

Una sintesi sugli stadi di ritiro del ghiacciaio del Ticino dall'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) alla fine del Tardoglaciale è stata proposta da SCAPOZZA (2012) sulla base di una compilazione delle date radiocarbonio provenienti dal territorio ticinese e dalle regioni circostanti e da una correlazione delle fasi glaciali con la stratigrafia isotopica groenlandese (fig. 5).

La ricostruzione cronologica degli episodi del ritiro glaciale è indispensabile ai fini della conoscenza delle prime fasi evolutive del bacino lacustre del Lago Maggiore. L'inizio della formazione del lago sarebbe coincisa con

il ritiro in direzione delle Alpi del ghiacciaio del Ticino, confluente con quello del Toce, in epoca successiva all'UMG, terminato verso 22'000-21'000 cal BP. Contemporaneamente, la conca del Lago Maggiore si è progressivamente colmata con le acque di fusione glaciale, mentre il lago progrediva durante l'arretramento del fronte glaciale medesimo. Attorno a 20'450 cal BP il fronte del ghiacciaio del Ticino si trovava già a monte dell'attuale conca verbanese. Durante lo Stadio di Cugnasco il fronte, che stazionava in corrispondenza della località omonima (fig. 6), costituiva un grande *calving glacier* che galleggiava sul Lago Maggiore. Da questo fronte si staccavano degli *iceberg* che fluttuavano sul lago (MARTHALER 2010). Il paleo-livello lacustre si trovava a una quota compresa tra 215 e 220 m slm, corrispondente all'altezza raggiunta dalle morene dell'UMG a nord

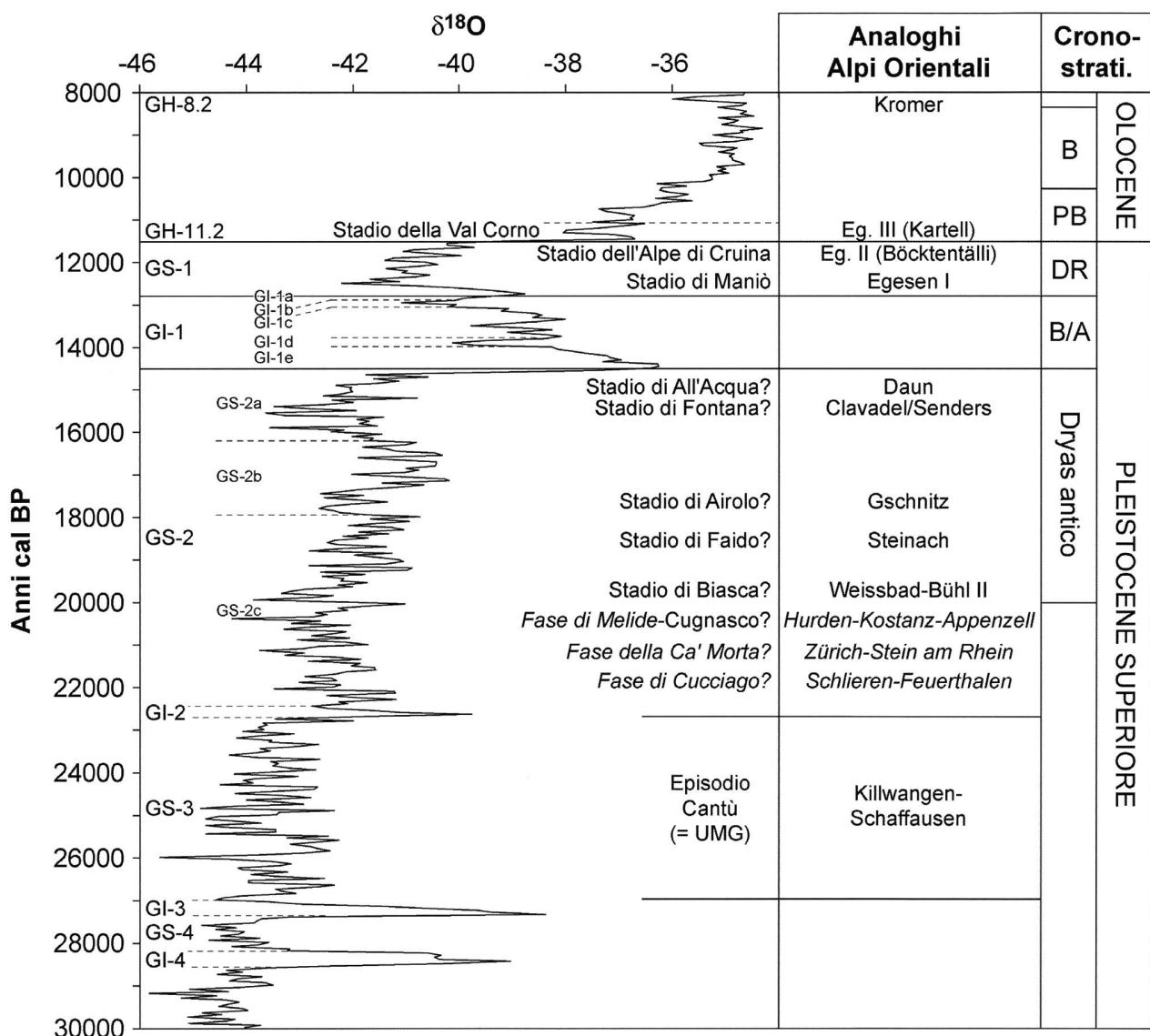


Fig. 5 – Ipotesi di correlazione degli stadi tardoglaciali del ghiacciaio del Ticino con gli analoghi delle Alpi Orientali e con la stratigrafia isotopica basata sulla curva groenlandese del sondaggio NGRIP (NGRIP-MEMBERS 2004a; dati numerici da NGRIP-MEMBERS 2004b). Per il ghiacciaio del Ticino, le fasi in corsivo sono state definite nel Mendrisiotto–Luganese sulla base degli studi compiuti sul lobo del Ceresio del ghiacciaio del Ticino e, soprattutto, sui lobi del Ceresio e del Lario del ghiacciaio dell'Adda. Per gli analoghi delle Alpi Orientali, sono in corsivo gli stadi di ritiro del complesso glaciale della Linth–Reno (SCHOENEICH 1998). B/A: Bolling/Allerød; DR: Dryas recente; PB: Preboreale; B: Boreale.

di Sesto Calende (FELBER 2000). È verosimile che il livello lacustre si sia abbassato molto velocemente nella fase iniziale della deglaciazione, poiché la quantità d'acqua di fusione proveniente dai ghiacciai del Ticino e del Toce era verosimilmente molto importante e lo sbarramento

era costituito da sedimenti sciolti e senza vegetazione. A titolo di paragone, la piena eccezionale del 1868 ha provocato un abbassamento per erosione della soglia della Miorina, a sud di Sesto Calende, di almeno 30 cm (CATTANEO 2000).

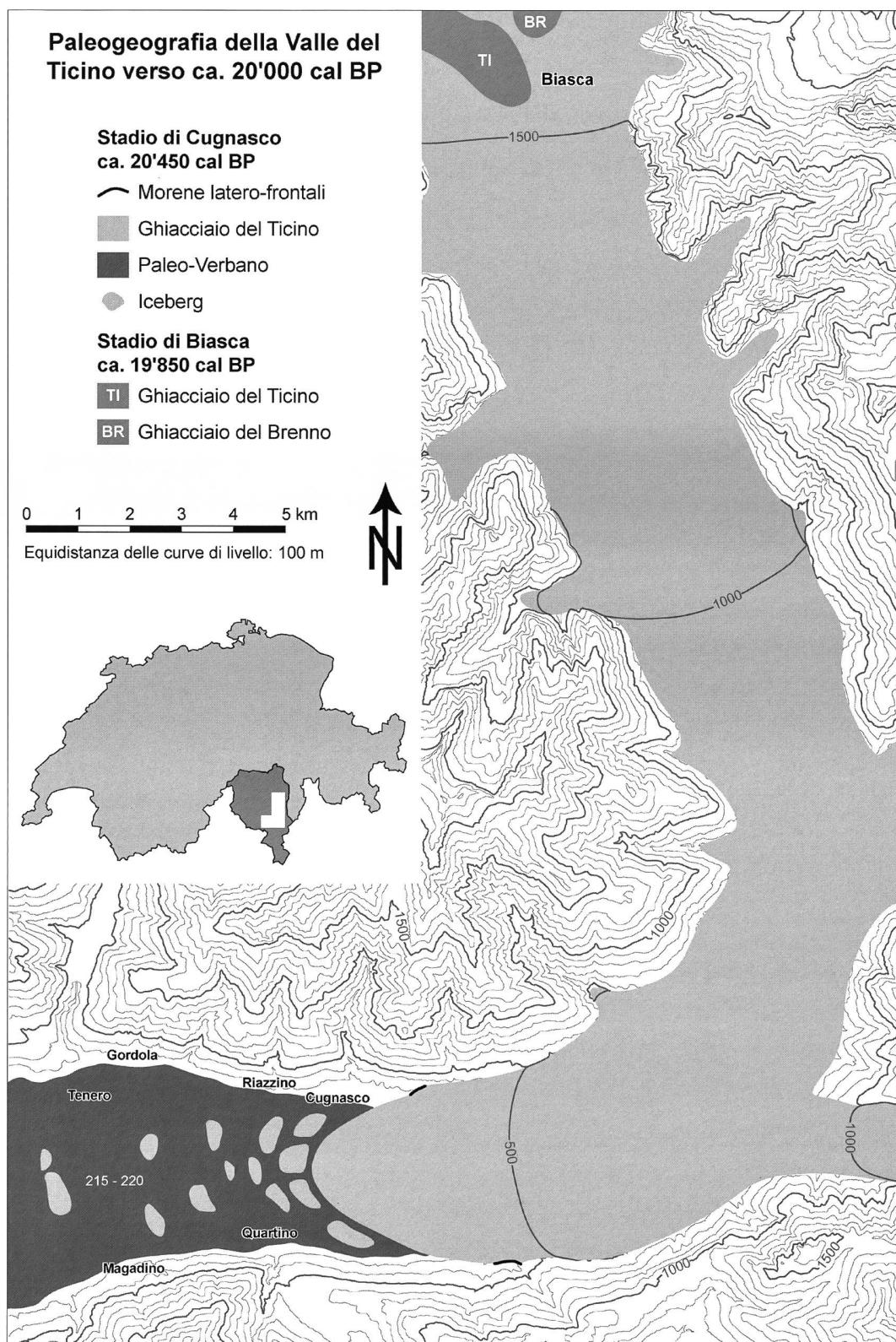


Fig. 6 – Paleogeografia della Valle del Ticino all'inizio del Tardoglaciale (Stadi di Cugnasco e di Biasca).

Le relazioni di confluenza con i ghiacciai delle valli laterali durante lo Stadio di Cugnasco non sono conosciute. È però ipotizzabile che confluissero nel ghiacciaio del Ticino solo i ghiacciai delle principali valli laterali, come quelli della Morobbia e della Moesa in Mesolcina (fig. 6). Il ghiacciaio della Verzasca non è stato rappresentato nella citata fig. 6 in quanto non vi sono sufficienti argomenti che permettano di correlare le morene di Contra e Gordemo, a monte di Tenero (BÄCHLIN *et al.* 1974), allo Stadio di Cugnasco. Nel caso delle altre valli laterali, è molto probabile che vi sia stato solo un glacialismo locale, e che quindi i ghiacciai non erano più confluenti con il ghiacciaio del Ticino. Quest'ultimo poteva quindi risalire in parte le valli e conche laterali medesime, permettendo la formazione di piccoli bacini lacustri sospesi, trasformatisi in seguito per interramento in imponenti terrazzi di otturazione (terrazzi di kame) oggi probabilmente completamente erosi.

Verso 19'850 cal BP, durante lo Stadio di Biasca, la piana del Ticino a valle di Biasca era completamente libera dal ghiaccio. In questo periodo, i ghiacciai del Ticino e del Brenno non erano più coalescenti: il primo terminava poco a valle di Biasca, mentre il secondo un paio di chilometri più a monte (fig. 6). Malgrado l'importante arretramento del ghiacciaio tra lo Stadio di Cugnasco e quello di Biasca, il Lago Maggiore non aveva però ancora conquistato interamente lo spazio liberato dai ghiacci. Durante la fase di estensione massima, il Lago Maggiore si spingeva probabilmente “solo” fino a Giubiasco-Monte Carasso. Depositi lacustro-glaciali, in parte “varvati”, riferibili al paleo-Verbano sono infatti presenti a Camorino fino alla quota 159.6 m slm nel sondaggio S5 e fino alla quota 167.2 m slm nel sondaggio S7, mentre sono assenti a Bellinzona nel sondaggio S6, che si è spinto fino alla quota 121.8 m slm (fig. 2).

È probabile che l'avanzata del Lago Maggiore verso le Alpi sia stata arrestata da grosse masse di depositi glaciali (till di alloggiamento e till di ablazione) e soprattutto fluvioglaciali. Una prova in questo senso si riconosce nel sondaggio S17 effettuato in località Mondascia a Biasca, dove i depositi fluvioglaciali caratterizzano la parte finale del sondaggio fino alla quota 236.3 m slm (fig. 4), più alta della quota massima di 220 m slm raggiunta dal Lago Maggiore all'inizio della deglaciazione. Sopra di essi, tra le quote 236.3 e 239.7 m slm, sono presenti depositi lacustri “varvati” di diversi millenni più recenti dello Stadio di Biasca e datati, alla quota 239 m slm circa, a $12'370 \pm 85$ ^{14}C BP (= 14'965–14'035 cal BP; datazione UZ-5199/ETH-30382). Potrebbero essere più antichi i sedimenti lacustri ritrovati a Bellinzona nei sondaggi S12 e S13 eseguiti a Piazza del Sole, direttamente sovrapposti a sedimenti glaciali (fig. 2). Le quote alle quali si trovano questi sedimenti lacustri nei due sondaggi (tra 202.7 e 196.0 m slm in S12 e tra 201.6 e 194.2 m slm in S13) sono coerenti con un paleo-Verbano che si estendeva fino a Bellinzona. Tenendo conto che dei sedimenti analoghi non sono stati ritrovati a quote simili negli altri sondaggi realizzati a Bellinzona

(S14 a S16 in fig. 2), è comunque più probabile che i sedimenti fini ritmati testimonino della presenza di un bacino lacustre locale di taglia limitata e sbarrato a valle dal cono di deiezione di Ravecchia, come ipotizzato da VENZO *et al.* (1999).

La Valle del Ticino durante il Tardoglaciale: una successione di bacini lacustri

Benché il Lago Maggiore non risalisse probabilmente più a monte di Giubiasco-Monte Carasso, dei sedimenti lacustri sono stati incontrati anche nel sottosuolo del Bellinzonese e della Riviera. Oltre ai casi di Biasca e di Bellinzona discussi nel capitolo precedente, si trovano limi argillosi ritmati di origine glacio-lacustre in un sondaggio realizzato nella pianura alluvionale tra Gnosca e Castione (quota terreno 241.4 m slm) tra le quote 219.35 e 195.35 m slm, e del limo di origine lacustre in un sondaggio realizzato poco a nord di Osogna (quota terreno 268.6 m slm) tra la quota 188.6 m slm e il fondo del sondaggio (HANTKE 1983). Nonostante le quote alle quali troviamo i sedimenti lacustri non escludono totalmente una loro origine verbanese (anche se tra Gnosca e Castione la quota massima di 219.35 dei depositi lacustri implicherebbe che il Lago Maggiore sia stato riempito completamente dai suoi sedimenti lacustri, cosa poco probabile), la loro origine è da ricercare, come per i depositi lacustri di Piazza del Sole a Bellinzona, in piccoli laghi locali. Questi bacini lacustri locali si sarebbero formati a seguito dello sbarramento della Valle del Ticino da parte dei coni di deiezione in formazione (fig. 7). Dal punto di vista topografico, è possibile identificare almeno cinque, sbarrati rispettivamente dai coni di deiezione di Sementina-Monte Carasso e Giubiasco, di Ravecchia, di Gorduno e Arbedo, di Claro-Scubiago e di Preonzo-Moleno e Cresciano. A valle dei coni di deiezione di Sementina-Monte Carasso e di Giubiasco, non vi fu nessun sbarramento della Valle del Ticino in quanto il fondovalle è molto più ampio rispetto alla Riviera o al Bellinzonese.

Dal punto di vista cronologico, il riempimento di questi bacini lacustri, formatisi dopo lo Stadio di Biasca (ca. 19'850 cal BP), è certamente anteriore all'Olocene, come sarebbe provato dalla datazione di sedimenti fluviali relativamente superficiali a $9'355 \pm 40$ ^{14}C BP (= 10'695–10'435 cal BP; datazione UZ-5958/ETH-42262) effettuata in località Baragge a Giubiasco. Tenendo conto della datazione effettuata in località Mondascia a Biasca (vedi capitolo precedente), è molto probabile che il riempimento di questi bacini lacustri sia avvenuto prima del Dryas recente, se non addirittura prima della fine del Dryas antico. Assumendo un rinnovo costante dei sedimenti che costituiscono i coni di deiezione che sbarravano la valle, questi bacini sono esistiti per diversi millenni, come è attestato dallo spessore dei depositi di origine lacustre, variabile da 3.4 m (sondaggio di Biasca) a 24 m (sondaggio tra Gnosca e Castione). Questa situazione non si riscontrerebbe nel caso in cui i bacini lacustri si fossero formati a monte di depositi di frana di crollo, come nel caso della frana pleistocenica di Chi

ronico o della frana storica del Monte Crenone. L'età minima della frana di Chironico, pari a 13'440–13'275 cal BP, permette di situare l'evento nel Bølling/Allerød. In base alle stime di ANTOGNINI & VOLPERS (2002), il lago sarebbe esistito per un periodo di 120–730 anni.

Nel secondo caso, il franamento del Monte Crenone si è prodotto il 30 settembre 1513 e la vuotatura del lago (la cosiddetta Büssa di Biasca), è avvenuta meno di due anni dopo il 20 maggio 1515 (BONNARD 2004).

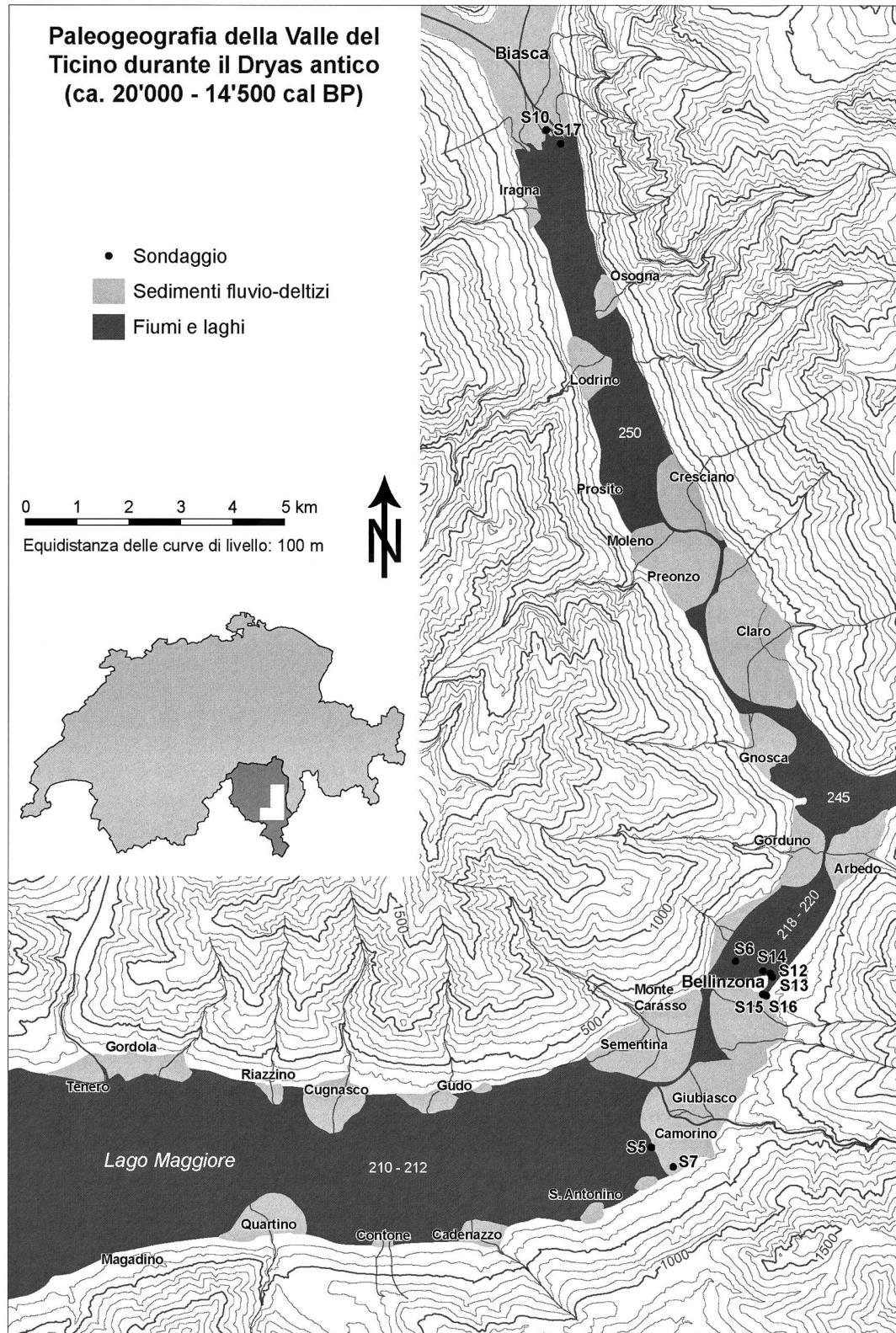


Fig. 7 – Paleogeografia della Valle del Ticino durante il Dryas antico (dopo lo Stadio di Biasca).

I livelli lacustri massimi raggiunti in questi piccoli bacini locali sono determinabili grazie agli orli di erosione presenti al fronte di alcuni coni di deiezione. Si riconosce un livello di 218–220 m slm per lo sbarramento di Sementina–Monte Carasso e Giubiasco e di ben 245 m slm per lo sbarramento operato dai coni di deiezione di Gorduno e di Arbedo. A monte dello sbarramento operato dai coni di deiezione di Claro–Scubiago, Preonzo–Moleno e Cresciano, il livello lacustre massimo può essere stimato a circa 250 m slm. I dati a disposizione non permettono di determinare fin dove si spingesse il bacino lacustre presente in Riviera. Sedimenti lacustri sono in ogni modo assenti in sondaggi effettuati nella bassa Valle di Blenio e nella bassa Leventina (HANTKE 1983). È quindi ipotizzabile che vi sia stato, fino a un certo periodo, un delta del Ticino e del Brenno che da Biasca progradava in direzione di Cresciano (fig. 7). Per quel che concerne il Lago Maggiore, l'orlo di erosione al fronte dei paleo-delta di Progero e di Cugnasco–Gerra si situa a 210–212 m slm, ciò che conferma il livello lacustre durante il Tardoglaciale di 208–215 m slm proposto da NANGERONI (1955) e di 210 m slm proposto da HANTKE (1983).

La progradazione del delta del Ticino

La datazione UZ-5958/ETH-42562 effettuata a Giubiasco in sabbie di origine fluviale permette di stabilire che, all'inizio dell'Olocene, i bacini lacustri della Riviera e del Bellizzone erano già stati colmati da sedimenti fluviali e che la piana fluvio-deltizia del fiume Ticino arrivava già oltre Giubiasco. Questi sedimenti fluviali si spingono almeno fino alla quota 200 m slm. Nel sondaggio S7 eseguito poco distante alla quota 220 m slm a Camorino, in località Comelina, si trovano però ancora limi sabbiosi tra le quote 203.1 e 187.2 m slm, che possono essere interpretati come sedimenti fluvio-palustri. Questo dato indica quindi che Camorino si trovava in piena pianura del delta, molto vicino al fronte del delta. Considerando che a quest'epoca, al largo di Gudo esisteva ancora una sedimentazione di tipo lacustre (vedi sotto), il fronte del delta del Ticino all'inizio dell'Olocene può quindi venire collocato ipoteticamente da qualche parte tra Comelina e Gudo (fig. 8-A).

Per quanto concerne il livello lacustre all'inizio dell'Olocene, la quota di 203.1 m slm del passaggio fra i depositi fluviali (*topset*) e quelli fluvio-palustri (*foreset*) nel sondaggio S7 di Camorino, suggerisce un livello del lago di 204–207 m slm, in accordo con NANGERONI (1955) e HANTKE (1983) che propongono una quota di 207 m slm.

La datazione di frammenti di abete bianco nel sottosuolo di Gudo (datazione UZ-1026) inglobati in sedimenti fluvio-deltizi che si sovrappongono a depositi lacustri, permette di fissare a prima di 7'165–6'635 cal BP la fine della sedimentazione lacustre in questa località. Verso 7'000 cal BP, quindi, il fronte del delta del Ticino doveva trovarsi da qualche parte tra le linee Progero–Cadenazzo e Cugnasco–Contone (fig. 8-B). In questo perio-

do, infatti, la sedimentazione a una quota compresa tra 200.5 e 192.0 m slm aveva già un carattere tipicamente fluvio-deltizio, ciò che permette tra l'altro di fissare il livello lacustre a circa 200 m slm, come suggerito anche da un'interpretazione congiunta dei propositi espressi da HANTKE (1983) e da FELBER (2000), discussa da SCAPPOZZA (2012).

La posizione successiva è determinabile grazie alla datazione UZ-5079/ETH-28509 eseguita su dei legni ritrovati a Riazzino. Questi ultimi si trovavano nella parte superiore dei depositi fluvio-deltizi, ciò che indica che verso 3885–3630 cal BP il fronte del delta del Ticino si situava già a valle di Riazzino (fig. 8-C). Questo dato è particolarmente importante perché mette in discussione le interpretazioni presentate da HANTKE (1983), secondo il quale il Lago Maggiore si spingeva ancora fino a Cugnasco in Epoca Romana e fino a Riazzino nel Medioevo. Tenendo conto che, secondo HANTKE (1983), successivamente alla quota 200 m slm il lago si sarebbe assestato a 197 m slm, e che secondo FELBER (2000), la quota attuale di 193 m slm è probabilmente rimasta invariata dall'età del Bronzo a oggi, si può fissare ipoteticamente il livello lacustre verso 4'000–3'500 cal BP attorno a 193–197 m slm. Questo livello è coerente con la quota del passaggio tra le sabbie limose di origine fluvio-deltizia (*foreset*) e le ghiaie lavate di origine fluviale (*topset*) nel sondaggio S2 di Quartino (fig. 2), che si situa circa a 190 m slm.

Il ritrovamento di parecchie tombe con fittili, vetri e bronzi di Epoca Romana (dal 15 BC al 400 AD) a Riazzino (CRIVELLI 1943), permette di posizionare il fronte del delta ben a valle di questa località. In questo periodo, la sedimentazione in località Castellaccio nelle Bolle di Magadino era ancora tipicamente fluvio-deltizia, se non addirittura lacustre, come attestato dai sedimenti della parte profonda del sondaggio S18, corrispondente al periodo compreso tra il 40 BC e il 230 AD (datazioni Poz-31084 e Poz-31087). In Epoca Romana, il fronte del delta si trovava quindi probabilmente tra Riazzino e Gordola in sponda destra e tra Quartino e Magadino di Sopra in sponda sinistra del Piano di Magadino.

Una sintesi delle variazioni del livello del Lago Maggiore dall'UMG a oggi è presentata nella fig. 9-A. Evidentemente, tali livelli sono da considerare come "livelli medi" probabilmente affetti da imprecisioni nell'ordine di alcuni metri, determinati principalmente da variazioni locali di altitudine dovute alla compattazione e all'eventuale subsidenza dei sedimenti scolti e a movimenti neotettonici che hanno modificato la topografia regionale negli ultimi millenni, anche se è molto difficile poter quantificare ognuna delle singole componenti citate.

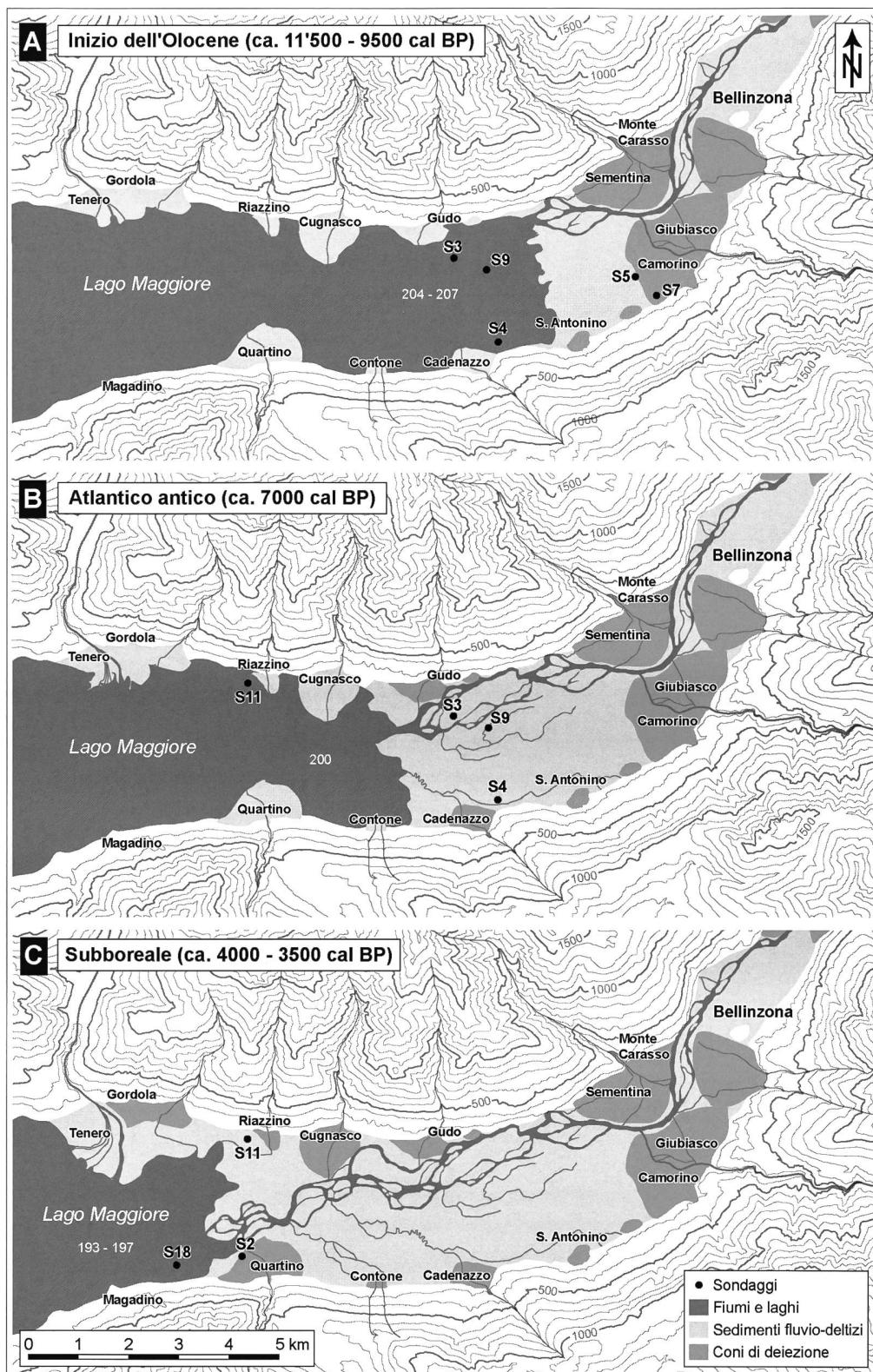


Fig. 8 – Paleogeografia del Piano di Magadino (A) all'inizio dell'Olocene (verso 11'500-9'500 cal BP), (B) durante l'Atlantico antico (verso 7'000 cal BP) e (C) durante il Subboreale (verso 4'000-3'500 cal BP).

Dinamica sedimentaria tardoglaciale e olocenica

Allo scopo di dare una prospettiva dinamica allo studio dell'evoluzione della piana del Ticino dall'Ultimo Massimo Glaciale a oggi, abbiamo calcolato dei tassi di sedimentazione medi dei depositi fluvio-deltizi e fluviali (tab. 4) e dei tassi di progradazione medi del delta del

Ticino (tab. 5) sulla base delle età radiocarbonio calibrate. I tassi di sedimentazione sono assai fluttuanti e variano dai 1.3 mm/anno di Giubiasco per gli ultimi 10 millenni ai 26.3 mm/anno di Magadino per gli ultimi 2 millenni.

Tab. 4 – Calcolo del tasso di sedimentazione medio dei depositi fluvio-deltizi e fluviali sulla base delle datazioni effettuate in alcuni sondaggi del Piano di Magadino.

Sondaggio	Località	Profondità (mm)	Età (anni cal BP)	Datazione	Tasso di sedimentazione (mm/a)
S3	Gudo	100'000	20'450	Stadio di Cugnasco	4.9
S8	Tenero	26'300	6'500	B-3947	4.1
S9	Gudo	11'100	6'900	UZ-1026	1.6
S10	Biasca	8'700	4'000	UZ-4916/ETH-26986	2.2
S11	Riazzino	10'000	3'750	UZ-5079/ETH-28509	2.7
S17	Biasca	40'000	14'500	UZ-5199/ETH-30382	2.8
S18	Magadino	50'000	1'900	Poz-31084	26.3
–	Giubiasco	14'000	10'550	UZ-5958/ETH-42562	1.3

Tab. 5 – Calcolo del tasso di progradazione medio del delta del Ticino sulla base delle datazioni effettuate in alcuni sondaggi del Piano di Magadino.

Posizione del fronte del delta	Distanza dalla riva attuale (m)	Età (anni cal BP)	Datazione	Tasso di progradazione (m/a)
Comelina ?	10'200	10'550	UZ-5958/ETH-42562	1.0
Cadenazzo/Contone ?	6'200	6'900	UZ-1026	0.9
Quartino ?	3'000	3'750	UZ-5079/ETH-28509	0.8
Quartino/Magadino ?	2'000	1'900	Poz-31084	1.1

Fatta eccezione del tasso di sedimentazione determinato a Magadino, il valore più alto concerne l'intero riempimento della valle del Ticino dal substrato roccioso cristallino fino alla superficie determinato a Gudo. Questo valore di circa 5 mm/anno considera l'intero arco di tempo fra lo Stadio di Cugnasco (circa 20'450 cal BP) e oggi. Tenuto conto del fatto che questo valore comprende tutto il Tardoglaciale e l'Olocene e che i tassi di sedimentazione esclusivamente olocenici sono compresi tra 1.3 e 4.1 mm/anno (con valori medi che si attestano più frequentemente attorno ai 2.5 mm/anno), si osserva come il tasso di sedimentazione durante il Tardoglaciale è stato ben più elevato rispetto all'Olocene. Se, oltre a questa constatazione, si considera che il tasso di 4.9 mm/anno determinato a Gudo è molto superiore al tasso medio di sedimentazione di 2.8 mm/anno determinato a Biasca per il periodo compreso tra il Bølling e oggi, si può concludere che i tassi di sedimentazione più alti si sono presentati molto probabilmente durante il Dryas antico (tra 20'000 e 14'500 cal BP). Durante l'Olocene, i tassi di sedimentazione sono stati assai variabili. I valori più bassi caratterizzano praticamente l'insieme del periodo, come è il caso per i valori di 1.3 mm/anno e di 1.6 mm/anno determinati a Giubiasco, rispettivamente a Gudo. I valori per gli ultimi 4000 anni sono invece più elevati, come lo attestano i 2.2 mm/anno calcolati a Biasca e i 2.7 mm/anno calcolati a Riazzino. Il valore di 4.1 mm/anno determinato a Tenero è difficilmente comparabile agli altri valori in quanto la Verzasca ha un regime più torrentizio rispetto al Ticino e la sedimenta-

zione avviene quasi esclusivamente sul suo delta a causa dell'importante rottura di pendenza presente allo sbocco della valle. Sintetizzando le informazioni fornite dai tassi di sedimentazione medi, si può concludere che:

- Durante il Tardoglaciale, e più in particolare durante il Dryas antico, si assiste a una vera e propria crisi morfogenetica paraglaciale, caratterizzata da tassi di sedimentazione che possono superare i 5 mm/anno e che sono fino a cinque volte più elevati rispetto a quelli olocenici, confermando i risultati ottenuti da HINDERER (2001). Tra il Bølling e la fine del Dryas recente, i tassi di sedimentazione diminuiscono gradualmente, fino ad assestarsi attorno a 3 mm/anno.
- L'inizio dell'Olocene è caratterizzato dalla diminuzione dei tassi di sedimentazione, in concomitanza con il miglioramento climatico e la fase di Optimum Climatico che si protrae fino a circa 6'300 cal BP (BURGA *et al.* 2001). Il clima relativamente secco e la presenza di vegetazione sui versanti riducono l'erosione dei versanti medesimi e la capacità di trasporto dei corsi d'acqua.
- Nella seconda parte dell'Olocene, che corrisponde alla lenta degradazione climatica del Neoglaciale culminante con la Piccola Età Glaciale tra il 1350 e il 1850/1860 AD, i tassi di sedimentazione aumentano nuovamente. Oltre ai fattori climatici (clima più fresco e umido rispetto alla prima metà dell'Olocene), bisogna tener conto anche delle deforestazioni di origine antropica, che induce una maggiore erosione dei versanti.

La curva di sedimentazione media presentata nella fig. 9-B rispecchia fedelmente il modello della sedimentazione paraglaciale proposto da CHURCH & RYDER (1972) e rielaborato in seguito da BALLANTYNE (2002), secondo i quali i tassi di erosione/sedimentazione sono i più importanti durante la crisi morfogenetica paraglaciale che si presenta all'inizio della deglaciazione. Oltre ai tassi di sedimentazione molto elevati, questo modello spiegherebbe anche la compartimentazione della Valle del Ticino in diversi bacini lacustri durante il Dryas antico. Questa suddivisione è infatti possibile unicamente nel caso in cui i coni di deiezione che hanno sbarrato il fondo valle sono cresciuti molto velocemente, come avviene durante una crisi paraglaciale (SCAPOZZA *et al.* 2009). Questa crisi sedimentaria si determina in quanto, al momento della deglaciazione, si rende disponibile un'enorme quantità di sedimenti glacigenetici rimaneggiabili. Il processo di erosione, trasporto e sedimentazione di depositi morenici o di interi terrazzi di kame implica che i depositi fluviali e torrentizi all'origine di questi grandi coni di deiezione "paraglaciali" siano petrograficamente e sedimentologicamente molto simili ai depositi glaciali del bacino imbrifero (CURRY & BALLANTYNE 1999, SCAPOZZA *et al.* 2009, 2011). I grandi coni di deiezione della Riviera, del Bellinzonese e del Piano di Magadino che, come lo ha mostrato l'analisi morfometrica condotta da SCAPOZZA (2012), sono sproporzionati rispetto alla superficie del loro bacino imbrifero, rappresentano quindi molto probabilmente dei grandi coni paraglaciali formati per rimaneggiamento da parte di processi torrentizi e fluviali di sedimenti glaciali e fluvioglaciali.

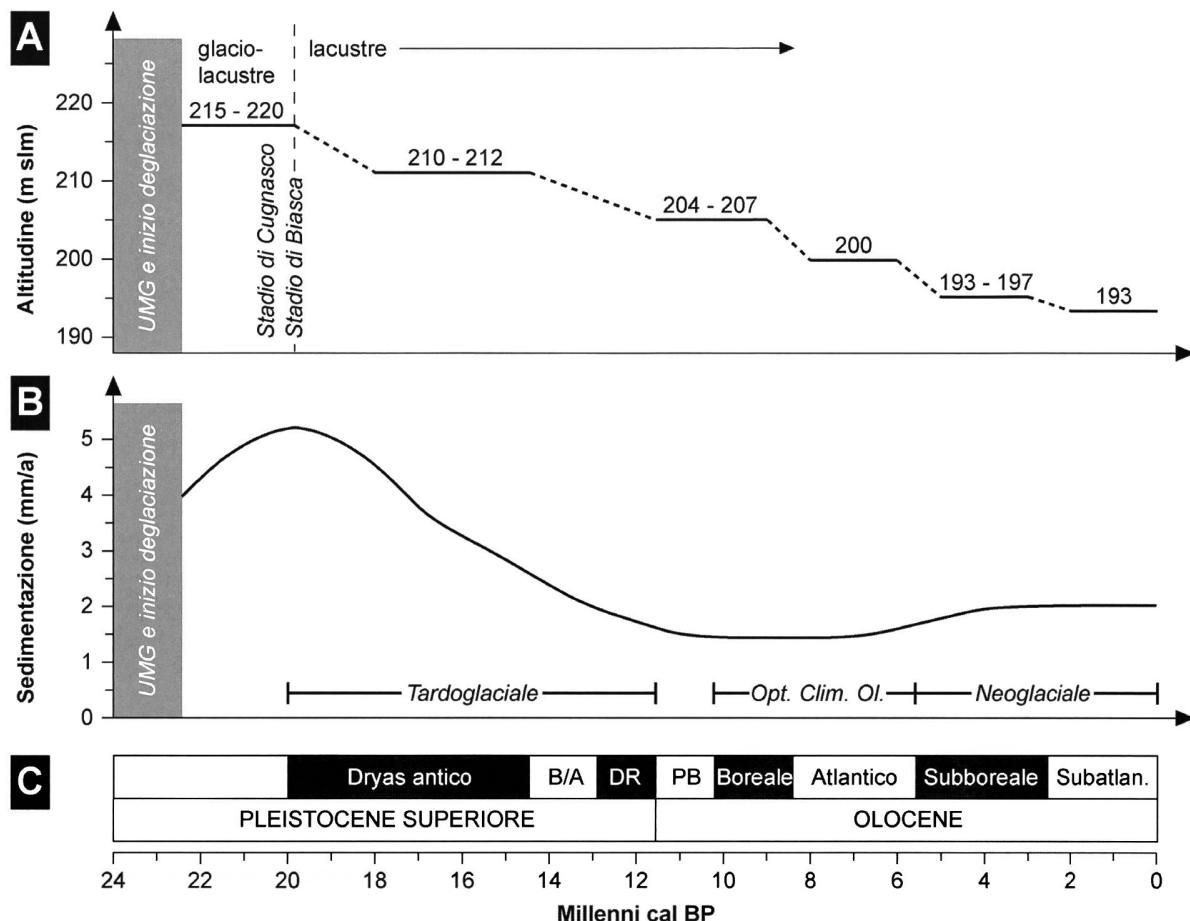


Fig. 9 – Evoluzione del livello medio del Lago Maggiore (A) e del tasso di sedimentazione medio nella Valle del Ticino (B) dall'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) a oggi. (C) Quadro chronostratigrafico di riferimento e principali suddivisioni di tipo morfoclimatico. B/A: Bølling/Allerød; DR: Dryas recente; PB: Preboreale.

I tassi di progradazione del delta del Ticino (tab. 5), caratterizzati da valori di circa 1 m/anno per l'insieme dell'Olocene, indicano che la sedimentazione durante questo periodo è stata meno fluttuante rispetto al Tardoglaciale. Il valore più alto, definito tra l'Epoca Romana e l'epoca attuale, è superiore a 1 m/anno. In epoca ancora più vicina al presente, cioè fra il 1850 e il 1982, la progradazione del delta è stata di 300 metri, equivalente a un tasso di progradazione medio di 2.3 m/anno (SOLARI 1982). Si osserva quindi un importante incremento della sedimentazione che, oltre al fattore climatico, potrebbe indicare (seppur in misura difficilmente ricostruibile) influenze antropiche negli ultimi millenni. Questi aspetti, unitamente alla storia sedimentologica e paleoambientale recente del delta del Ticino e della Verzasca dall'Epoca Romana a oggi, saranno trattati in un'ulteriore pubblicazione.

CONCLUSIONI

L'analisi dei dati geofisici e sedimentologici sul riempimento postglaciale della Valle del Ticino, la compilazione di datazioni al radiocarbonio già pubblicate o inedite e la realizzazione di un sondaggio di 50 m di profondità nell'attuale delta del Ticino, hanno permesso

di proporre una sintesi sull'evoluzione geomorfologica negli ultimi 20'000 anni della piana fluvio-deltizia del fiume Ticino tra Biasca e il Lago Maggiore. Le prime tappe di evoluzione del bacino lacustre sono direttamente correlate al ritiro glaciale pleistocenico, come lo mostrano le ricostruzioni paleogeografiche e le correlazioni chronostratigrafiche proposte. Dopo il ritiro dei ghiacciai del Ticino e del Brenno a monte di Biasca, si può ricostruire una paleogeografia della valle del Ticino durante il Dryas antico caratterizzata dalla presenza di una successione di tre bacini lacustri locali in Riviera e nel Bellinzonese e da un paleo-Verbano che si spingeva fino a Sementina-Giubiasco e che arrivava a quota 210-212 m.s.m. La situazione durante il Dryas recente è invece ancora poco conosciuta. Per quanto concerne l'Olocene, sono state ricostruite le principali tappe della progradazione del delta del Ticino e del riempimento sedimentario del Piano di Magadino. Per finire, l'analisi dei tassi di sedimentazione fluviale e dei tassi di progradazione media del delta del Ticino hanno permesso di determinare un'importante crisi morfogenetica che ha avuto luogo all'inizio della deglaciazione e che può essere messa in relazione con il modello di sedimentazione paraglaciale, responsabile dello sviluppo in poco tempo dei vasti coni di diezione che troviamo in Riviera e nel Bellinzonese.

RINGRAZIAMENTI

Questa ricerca è stata svolta nell'ambito del progetto "Deep seed", promosso dalla Fondazione Bolle di Magadino (FBM) e dal Parco botanico del Cantone Ticino delle Isole di Brissago (PBCT), che unitamente alla ditta Stump ForaTec SA hanno finanziato la realizzazione del sondaggio S18 e le relative datazioni al radiocarbonio. La datazione UZ-5199/ETH30382 è stata finanziata e messa a disposizione dal Museo cantonale di storia naturale (MCSN) di Lugano. Si ringraziano inoltre l'Istituto Scienze della Terra (IST) della Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana (SUPSI) per la fornitura di alcune informazioni dalla banca dati GESPOS (Gestione sondaggi, pozzi e sorgenti), Franco della Torre, dello Studio di geologia Dr. P. Ammann SA, per la consultazione dell'incarto relativo alla scoperta di antichi legni nel sottosuolo di Tenero, e Laetitia Laigre per le discussioni a proposito della geomorfologia fluviale. Un ringraziamento particolare a Silvio Seno (*referee*), per le suggestioni e i commenti che hanno permesso di migliorare la qualità del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- AMMANN P. 1988. Ritrovamento di antichi legni nel sottosuolo di Tenero. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 76: 47–50.
- ANTOGNINI M. & VOLPERS R. 2002. A Late Pleistocene age for the Chironico rockslide (Central Alps, Ticino, Switzerland). *Bulletin of Applied Geology*, 7: 113–125.
- ANTONIETTI A. 1964. Breve storia del Piano di Magadino. In: Lega Svizzera per la protezione della natura, sezione Ticino (a cura di), Le Bolle di Magadino. Locarno, Società ticinese per la conservazione delle bellezze naturali e artistiche, *Quaderni ticinesi*, 7, pp. 12–17.
- BACHLIN R., BIANCONI F., CODONI A., DAL VESCO E., KNOBLAUCH P., KÜNDIG E., REINHARD M., SPÄNHAUER F., SPICHER A., TROMMSDORFF V. & WENK E. 1974. *Geologischer Atlas der Schweiz*, Blatt 66/Bellinzona, 1:25'000. Bern, Schweizerischen Geologischen Kommission.
- BALLANTYNE C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1935–2017.
- BEATRIZOTTI G. 1985. La geodinamica ed il suo impatto sull'uomo. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 73: 31–36.
- BEATRIZOTTI G. 2011. La geologia del Piano del Ticino. Riempiamento quaternario della Valle del Ticino (dalla Moesa al Verbano). http://homepage.hispeed.ch/GBeatrizotti/PM_Depositi_quaternari.html (ultima consultazione: 15.12.2011).
- BONNARD C. 2004. Buzzia di Biasca. In: *Dizionario Storico della Svizzera (DSS)*, versione del 17.11.2004 (traduzione dal francese). URL: <http://www.hls-dhs-dss.ch/textes/i/I28662.php>.
- BRONK RAMSEY C. 2001. Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon*, 43: 355–363.
- BRONK RAMSEY C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51: 337–360.
- BRONK RAMSEY C. 2010. OxCal 4.1 Manual. University of Oxford, Radiocarbon Accelerator Unit.
- BURGA C., PERRET R. & ZOLLER H. 2001. Swiss localities of early recognized Holocene climate oscillations – characterisation and significance. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 146: 65–74.
- CAMPANA B. 1989. Un geologo parla del suo paese. Introduzione alla geologia, alla morfologia e all'evoluzione dell'Uomo con particolare riguardo alla Svizzera Italiana e all'Alta Lombardia. Losone, Poncioni, 454 pp.
- CATTANEO M. 2000. Le piene del fiume Ticino in relazione a modifiche dell'incile del Lago Maggiore. *Tesi di laurea*, Politecnico di Milano, 120 pp.
- CHURCH M. & RYDER J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciations. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 3059–3071.
- CONEDERA M. & TINNER W. 2000. Ferro e fuoco: una ricostruzione paleoecologica dell'approccio territoriale nella Regione Insubrica in età preistorica. In: R.C. DE MARINIS & S. BIAGGIO SIMONA (a cura di), *I Leponti, tra mito e realtà*. Locarno, Armando Dadò editore, pp. 63–70.
- COTTI G., FELBER M., FOSSATI A., LUCCHINI G., STEIGER E. & ZANON P.L. 1990. *Introduzione al paesaggio naturale del Cantone Ticino*. 1. Le componenti naturali. Locarno, Armando Dadò, 485 pp.
- CRIVELLI A. 1943. *Atlante preistorico e storico della Svizzera italiana*. Vol. 1: Dalle origini alla civiltà romana. Bellinzona, Istituto editoriale ticinese, 117 pp.
- CURRY A.M. & BALLANTYNE C.K. 1999. Paraglacial modification of glaciogenic sediment. *Geografiska Annaler*, 81A: 409–419.
- DE MARINIS R.C. & BIAGGIO SIMONA S. (a cura di) 2000. *I Leponti, tra mito e realtà*. Locarno, Armando Dadò, 2 voll., 419+489 pp.
- DONATI P. 1986. Bellinzona a Castel Grande – 6000 anni di storia. *Archeologia Svizzera*, 9: 94–109.
- FELBER M. 2000. Un contributo della geologia del Quaternario alle conoscenze dell'evoluzione del paesaggio nel Ticino durante il I millennio BC. In: R.C. DE MARINIS & S. BIAGGIO SIMONA (a cura di), *I Leponti, tra mito e realtà*. Locarno, Armando Dadò, pp. 57–62.
- FELBER M. & BINI A. 1997. Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a late-tertiary fluvial origin. In: A. BINI & M. FELBER (eds), *Proceedings of Symposium "Southern Alps Quaternary Geology"*, Lugano, 2–6 October 1995. *Geologia Insubrica*, 2(2): 46–67.
- FELBER M., BINI A., HEITZMANN P. & FREI W. 1994. Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino. In: A. MONTRASIO & E. SCIESA (eds), *Proceedings of Symposium "CROP – Alpi Centrali"*, Sondrio, 20–22 October 1993. *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 2: 103–133.
- FONDAZIONE LERICI 1970. *Studio geofisico dei fondovalle del Canton Ticino*, eseguito per conto della Sezione Cantonale delle Bonifiche e del Catasto, Bellinzona. Milano, Fondazione Ing. C.M. Lerici del Politecnico, Ricerca No. 535, 72 pp. + annessi (depositato presso il Museo cantonale di storia naturale di Lugano).
- GAGGETTA S. 1946. 60 anni del Consorzio correzione del fiume Ticino (1886–1946). Bellinzona, Salvioni, 99 pp.
- GARZANTI E. & MALUSÀ M.G. 2008. The Oligocene Alps: domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 268: 487–500.
- GROSSI P. 1986. Vita di un fiume. Consorzio correzione fiume Ticino dalla Moesa al Lago Maggiore 1886–1986. Bellinzona, Salvioni, 395 pp.

- HANTKE R. 1983. Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Band 3: Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont-Blanc. Thun, Ott Verlag, 730 pp.
- HINDERER M. 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta*, 14: 231–263.
- ISTITUTO GEOLOGICO CANTONALE 1993. Idrogeologia del Piano di Magadino. Cadenazzo, Istituto Geologico Cantonale, Rapporto Interno No. 19, 11 pp.
- KREBS P. & ANTOGNINI M. 2012. Rinvenimento a Giubiasco di un tronco di pino silvestre risalente all'inizio dell'Olocene. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 100: questo volume.
- KÜTTEL M. 1977. Pollenanalytische und geochronologische Untersuchungen zur Piottino-Schwankung (Jüngere Dryas). *Boreas*, 6: 259–274.
- LAIGRE L., ARNAUD-FASSETTA G. & REYNARD E. 2009. Cartographie sectorielle du paléoenvironnement de la plaine alluviale du Rhône suisse depuis la fin du Petit Age Glaciaire : la métamorphose fluviale de Viège à Raron et de Sierre à Sion. *Bulletin de la Murithienne*, 127 : 7–16.
- LAIGRE L., ARNAUD-FASSETTA G. & REYNARD E. 2011. Cartographie sectorielle et dynamique de la plaine alluviale du Rhône suisse (Tourtemagne–Sierre) depuis la fin du Petit Age Glaciaire. In: C. LAMBIEL, E. REYNARD & C. SCAPOZZA (eds), *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Université de Lausanne, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 79–97.
- LODETTI F., HOHL A. & ANTOGNINI M. 2005. Nota breve sul rinvenimento di frammenti di legno in due sondaggi geotecnici presso Biasca e Riazzino. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 93: 91–95.
- MARTHALER M. 2010. Il Cervino è africano? Storia dell'evoluzione geologica delle Alpi. Biella, Eventi e Progetti Editore, 96 pp. (edizione italiana a cura di P. Gabriele).
- MARTINOLI G. 1896. La correzione del fiume Ticino dal riale di Sementina al Lago Maggiore. Einsiedeln, Tipografia Benzinger & Co., 63 pp.
- NANGERONI G. 1955. Appunti sulle antiche variazioni di livello del Verbano e dei laghi di Comabbio e di Varese. *Sibrium*, 2: 235–236.
- NGRIP-MEMBERS 2004a. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431: 147–151.
- NGRIP-MEMBERS 2004b. North Greenland Ice Core Project Oxygen Isotope Data. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series n. 2004-059. Boulder (CO), NOAA/NGDC Paleoclimatology Program.
- OcCC 2008. Le climat change – que faire ? Le nouveau rapport du GIEC et les conséquences pour la Suisse. Berne, Organe Consultatif sur les Changements Climatiques (OcCC), 47 pp.
- OPPIZZI P. 1988. Ritrovamenti di frammenti di legno in una perforazione sul territorio del comune di Gudo. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 76: 51–53.
- PIFFNER O.A., HEITZMANN P., LEHNER P., FREI W., PUGIN A. & FELBER M. 1997. Incision and backfilling of Alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. In: O.A. Piffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Müller & A. Steck (eds), *Deep structure of the Swiss Alps. Results of the NRP 20*. Basel, Birkhäuser, pp. 265–288.
- PIFFARETTI P. & LUCHESSA C. (a cura di) 2011. Lo scorrere del fiume, l'opera dell'uomo. 125 anni di attività del Consorzio Correzione Fiume Ticino (1886–2011). Bellinzona, Salvioni, 164 pp.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., BUCK C.E., BURR G.S., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., McCORMAC F.G., MANNING S.W., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SOUTHON J.R., TALAMO S., TURNER C.S., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50'000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51: 1111–1150.
- REYNARD E., ARNAUD-FASSETTA G., LAIGRE L. & SCHOENEICH P. 2009. Le Rhône alpin sous l'angle de la géomorphologie : état des lieux. In: E. REYNARD, M. EVÉQUOZ-DAYEN & P. DUBUIS (eds.), *Le Rhône : dynamique, histoire et société*. Cahiers de Vallesia, 21: 75–102.
- SCAPOZZA C. 2012. Geomorfologia della piana fluvio-deltizia del Ticino negli ultimi 20'000 anni. Magadino, Fondazione Bolle di Magadino, 113 pp.
- SCAPOZZA C., RIFF F. & SCHOENEICH P. 2009. Stratigraphie, paléogéographie et dynamique tardiglaciaire du Quaternaire ancien de la Côte entre Gilly et Bursins (VD). *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 91: 343–361.
- SCAPOZZA G., SCAPOZZA C. & REYNARD E. 2011. Morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire. In: C. LAMBIEL, E. REYNARD & C. SCAPOZZA (eds), *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Université de Lausanne, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 99–111.
- SCHOENEICH P. 1998. Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire*, 9: 203–215.
- SCHOENEICH P. 1999. Le Duzillet – cadre géologique et stratigraphique. *Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 19(3): 311–324.
- SOLARI R. 1982. La bonifica del Piano di Magadino. Bellinzona, Consorzio per la bonifica del Piano di Magadino, 124 pp.
- SPICHER A. & WENK E. 1981. Bellinzona. Erläuterung der Blatt 66/Bellinzona der Geologischer Atlas des Schweiz 1:25'000. Bern, Schweizerischen Geologischen Kommission, 44 pp.
- TORONI A. 1968. La palude della Bedrina e la storia del ritorno della vegetazione forestale nel Ticino dopo la glaciazione di Würm. Dalpe, Edizioni Pro Dalpe, 91 pp. (estratto da "Il Nostro Paese", 49, 50, 52, 54, 56–57, 58, 59, 60, 62, 71 (novembre 1962 – marzo 1968)).
- UFAM 2011. Dossier: Place aux cours d'eau! Environnement, 3/2011: 1–39.
- VENZO G.A., BAZOLI G., GAJO A. & LAURERI S. 1999. I depositi tardo pleistocenici-olocenici di riempimento del solco glaciale minore sepolto di Bellinzona (Cantone Ticino – Svizzera). *Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti*, 152: 133–159.
- ZOLLER H. 1960. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 83: 45–256.