

## STRATIGRAFIA DELLA SEQUENZA CATAGLACIALE NEI COLLI DI IVREA E DATI POLLINICI PRELIMINARI SUI DEPOSITI LACUSTRI DI CHIAVERANO (TORINO)

Maria Gabriella Forno<sup>1</sup>, Franco Gianotti<sup>1</sup>, Federico Grosso<sup>1</sup> & Roberta Pini<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Via Valperga Caluso 35, 10125 Torino

<sup>2</sup>Laboratorio di Palinologia e Paleoeologia, CNR - Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Piazza della Scienza 1, 20126 Milano

RIASSUNTO: Forno M. G., Gianotti F., Grosso F. & Pini R., *Stratigrafia della sequenza cataglaciale nei Colli di Ivrea e dati pollinici preliminari sui depositi lacustri di Chiaverano (Torino)*. (IT ISSN 0394-3356, 2007).

In occasione della revisione delle conoscenze geologiche sull'Anfiteatro Morenico d'Ivrea (AMI) in corso negli ultimi anni da parte degli autori, è stata presa in esame con particolare dettaglio l'area dei "Colli di Ivrea", sviluppati nel settore marginale sinistro della depressione interna e sospesi fino ad alcune centinaia di metri rispetto all'incisione attuale del F. Dora Baltea. Quest'area, nota da tempo per le forme di esarazione glaciale in roccia, è caratterizzata dalla diffusione dei rilievi montonati, tra cui sono interposte numerose depressioni lacustri. Il rilevamento geologico di questo settore ha evidenziato come, accanto a queste forme di esarazione, siano conservati in modo discontinuo sedimenti glaciali, che costituiscono cordoni morenici frontali concentrici con altezza di alcuni metri; la distribuzione dei depositi, non considerati nei contributi precedenti, suggerisce lo sviluppo di un lobo glaciale in progressivo ritiro, collegato al fianco sinistro del ghiacciaio della Dora Baltea. Queste evidenze, distribuite in posizione più interna e a quote notevolmente minori rispetto ai cordoni principali ("Serra d'Ivrea" e "Piccola Serra"), sono riferibili ad una sequenza di stadi cataglaciali successivi allo stadio di acme dell'ultimo episodio glaciale. Lo studio pollinico preliminare di alcuni campioni di sedimenti lacustri e palustri provenienti dalla Torbiera di Tomalino, in comune di Chiaverano, e il confronto con la successione pollinica di un altro bacino lacustre dell'anfiteatro (Lago Sirio) indicano che vi erano localmente condizioni di sedimentazione lacustre almeno a partire dalla prima parte dell'interstadiale Bølling-Allerød del Tardoglaciale.

ABSTRACT: Forno M. G., Gianotti F., Grosso F. & Pini R., *Stratigraphy of the cataglacial sequence in the "Colli d'Ivrea" area and preliminary pollen data of the Chiaverano lacustrine deposits (Torino)*. (IT ISSN 0394-3356, 2007).

The geological history of the Ivrea Morainic Amphitheatre (AMI) and of the "Colli d'Ivrea" area is currently under detailed revision. The Colli d'Ivrea area is located in the marginal left sector of the inner depression of the amphitheatre, some hundreds meters above the present-day incision of the Dora Baltea River. This area, well-known for the occurrence of subglacial bedrock landforms, is characterized by widespread roches moutonnées. The geological survey of this area revealed that these landforms are locally accompanied by a depositional record, locally developed, not recognized by previous authors: this record is testified by the presence of frontal and concentric morainic ridges, some meters-high, discontinuously preserved. The morainic evidence suggests a glacial lobe in progressive withdrawal, connected to an inner position of the glacier compared to the main ridges.

The preliminary pollen analysis of the Tomalino lacustrine-palustrine deposits (Chiaverano) and the comparison with another pollen record from the amphitheatre (Lago Sirio) suggest that lacustrine sedimentation locally developed since the first part of the Late-Glacial Interstadial of Bølling-Allerød

Parole chiave: Chiaverano, sondaggi, analisi pollinica, Tardoglaciale, Olocene.

Keywords: Chiaverano, corings, pollen analysis, Late Glacial, Holocene.

### 1. INTRODUZIONE

L'Anfiteatro Morenico d'Ivrea (AMI), alimentato dal bacino della Valle d'Aosta, è uno dei maggiori anfiteatri del versante meridionale delle Alpi (Fig. 1). Questo complesso edificio morenico si estende per oltre 500 km<sup>2</sup> a partire dallo sbocco della Valle della Dora Baltea, occupando un vasto settore della Pianura Padana tra il settore alpino e il margine settentrionale dei rilievi collinari (Collina di Torino - Monferrato). Si compone di alcune decine di cerchie moreniche concentriche, che circondano una vasta depressione interna con estensione di circa 200 km<sup>2</sup>, colmata dai depositi alluvionali del F. Dora Baltea.

L'estensione e la marcata evidenza morfologica dell'AMI impressionarono i diversi autori, tanto da definirlo "il più chiaro, il più parlante, il più imponente fatto geologico dell'alta Valle del Po" (GASTALDI, 1869) e "le plus considérable des amphitéatres de la glaciation alpi-

ne" (PENCK *et al.*, 1894). L'elemento più rappresentativo è la morena laterale sinistra nota come "Serra d'Ivrea", già definita "la maggiore morena delle Alpi" (PENCK & BRÜCKNER, 1909): la Serra è formata da sette principali cordoni morenici subparalleli, costituenti un complesso laterale di notevole regolarità, con lunghezza di oltre 20 km e con dislivello fino a 700 m sopra il fondovalle.

Se la Serra è la massima espressione della sedimentazione glaciale, i cosiddetti Colli di Ivrea rappresentano un'evidente testimonianza dell'attività erosiva del ghiacciaio: sono un gruppo di rilievi rocciosi montonati e perfettamente levigati, emergenti dalla piana interna con dislivello fino a 250 m e per 20 km<sup>2</sup> di estensione (Figg. 2 e 3). L'area dei Colli costituisce uno dei migliori esempi di settori in cui sono osservabili le forme di modellamento subglaciale a varia scala; racchiude inoltre cinque bacini lacustri di esarazione glaciale (laghi Sirio, Pistono, S. Michele, Campagna e Nero) e vari altri stagni e torbiere (tra cui la vasta

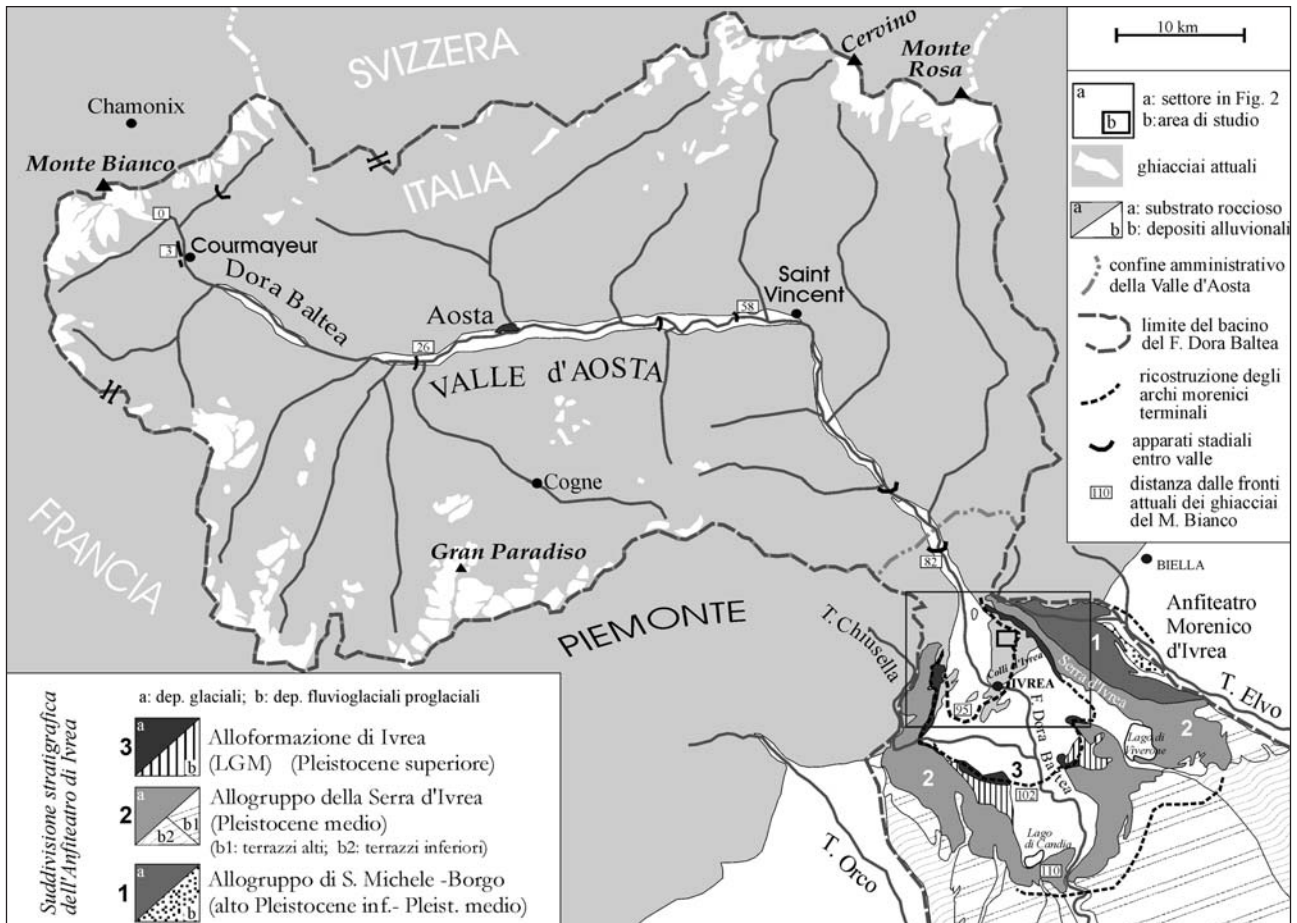


Fig. 1 - Mappa schematica del bacino della Dora Baltea, corrispondente alla Valle d'Aosta e all'Anfiteatro Morenico di Ivrea. La suddivisione stratigrafica dell'anfiteatro è desunta dalle carte geologiche di Carraro et al. (1975) e di Carraro (1992), semplificate e modificate. Lo schema degli stadi di ritiro è quello di Gianotti (2007).

Sketch map of the Dora Baltea basin corresponding to the Aosta Valley Region and to the Morainic Amphitheatre of Ivrea. Stratigraphical subdivision of the amphiteatre is from geological maps of Carraro et al. (1975) and Carraro (1992), simplified and modified. Scheme of glacial retreat stadials is from Gianotti (2007).

Torbiera di Tomalino e l'ex-Lago Coniglio).

Volendo conoscere la successione stratigrafica di una delle maggiori conche di esarazione, la Torbiera di Tomalino a Sud di Bienca, in comune di Chiaverano (380 m slm), è stato effettuato un sondaggio geognostico (TOM 1) con un penetrometro leggero provvisto di carotiere: la finalità di questo sondaggio era di indagare l'intera successione di colmamento del bacino e di verificare l'esistenza alla base di livelli precedenti l'ultimo episodio glaciale. Il sondaggio, con profondità di 4,60 m, è stato realizzato al centro dell'estremità meridionale del bacino, in una posizione sufficientemente distante da possibili apporti gravitativi provenienti sia dal versante morenico sovrastante Bienca sia dai rilievi montonati che circondano la torbiera. Due altri sondaggi (TOM 2 e TOM 3), effettuati nello stesso sito a pochi metri di distanza l'uno dall'altro per tentare di approfondire le indagini, hanno permesso solo di recuperare tratti discontinui di carota entro i primi 5 m di profondità. Si è quindi proceduto a definire con maggior precisione il significato climatico e cronologico dei termini più recenti della successione attraverso un'analisi palinologica. Sono state estratte due serie di campioni di

depositi lacustri e palustri in sequenza verticale (vedi Fig. 12), con distanza l'uno dall'altro di 10 e 20 cm per i livelli più profondi (recuperati attraverso TOM 2) e di 100 cm per i livelli sommitali (TOM 3), sui quali uno degli autori (R. P.) ha condotto uno studio pollinico preliminare.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Come desunto dalla letteratura geologica, quest'area si sviluppa (Fig. 2) al contatto tettonico tra Zona Sesia-Lanzo (Sistema Austroalpino), Zona del Canavese e Zona Ivrea-Verbanese (Sistema Sudalpino). Le prime due unità sono messe a contatto dalla Linea del Canavese Esterna (BIINO & COMPAGNONI, 1989), espressione locale della Linea Insubrica o Periadriatica; una seconda faglia, nota come Linea del Canavese Interna (BIINO & COMPAGNONI, 1989), parallela alla principale, mette a contatto la Zona del Canavese con la Zona Ivrea-Verbanese.

La Zona Sesia-Lanzo è costituita da micascisti eolotici (COMPAGNONI et al., 1977; VENTURINI, 1995). La

Zona del Canavese è costituita da un substrato pre-permiano (scisti di basso grado intrusi da graniti e dioriti) e da una copertura permo-mesozoica (rioliti, quarziti, calcari e dolomie) (BAGGIO, 1965). La Zona Ivrea Verbano infine è formata da prevalenti granuliti basiche, originatesi a livelli crostali profondi (ZINGG *et al.*, 1990).

I primi elevati rilievi alpini sono modellati nelle

rocce della Zona Sesia-Lanzo; i più bassi Colli d'Ivrea sono modellati prevalentemente entro le rocce della Zona Ivrea-Verbano e subordinatamente nel complesso magmatico-sedimentario della Zona del Canavese: per questo motivo in letteratura sono meglio noti come "Colli dioritici di Ivrea".

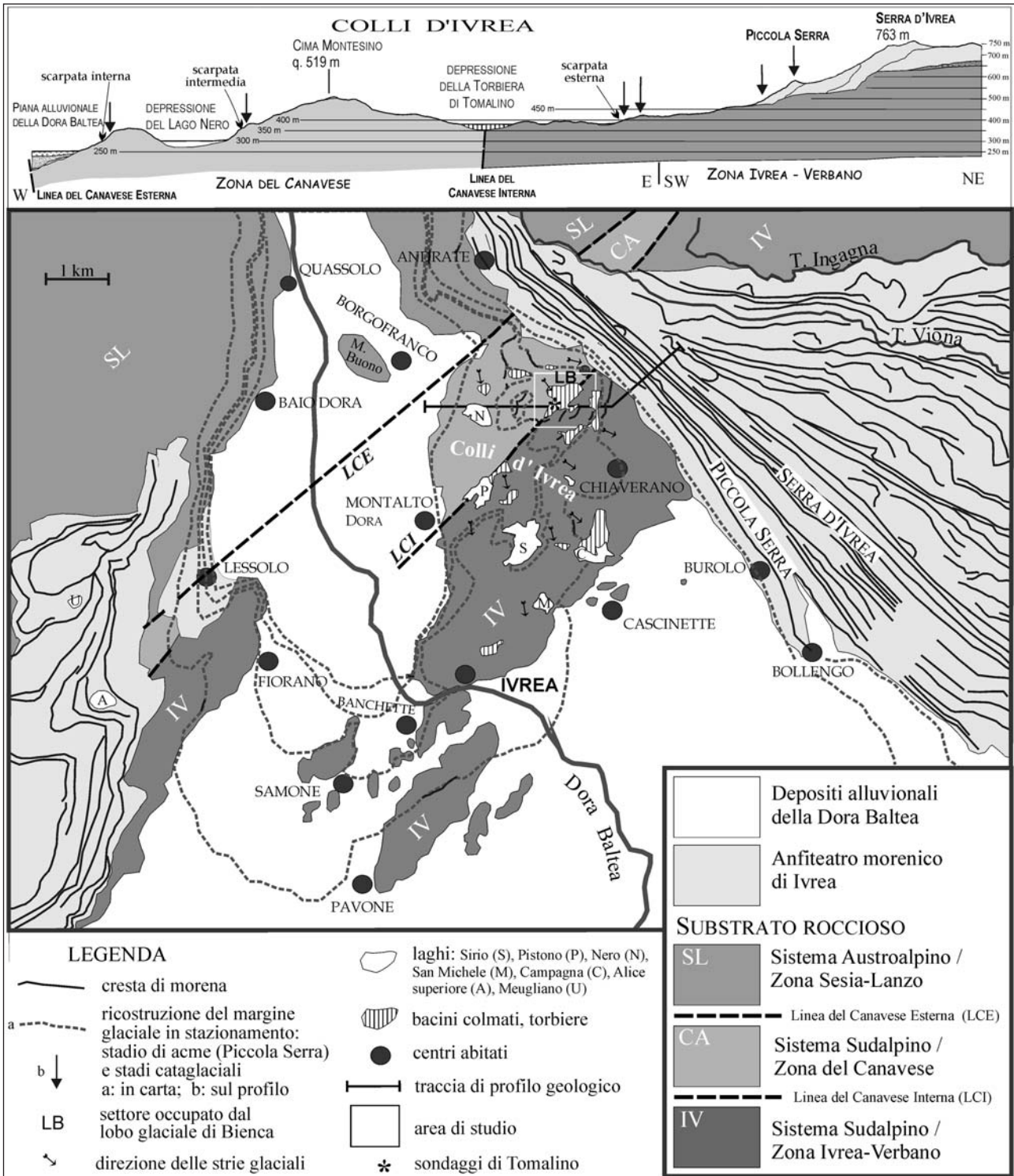


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'area in esame.  
Geological sketch map of the Colli d'Ivrea area.

### 3. LAVORI PRECEDENTI

La successione stratigrafica dell'AMI è oggetto di studio a partire dalla seconda metà dell'800: la genesi glaciale della Serra d'Ivrea fu riconosciuta dai geologi svizzeri STUDER (1844) e GUYOT (1847); il primo lavoro organico sull'AMI è opera di MARTINS & GASTALDI (1850). Inizialmente l'anfiteatro veniva collegato ad una sola grande glaciazione e dunque trattato come un insieme omogeneo, differenziabile solo dal substrato pre-glaciale (lavori di Gastaldi, Bruno, Baretto, Marco e Sacco della seconda metà dell'800).

PENCK *et al.* (1894) e PENCK & BRÜCKNER (1909) riferiscono l'AMI alle ultime due glaciazioni alpine (*Riss* e *Würm*) proposte nella loro classica stratigrafia. Nella prima edizione della "Carta Geologica d'Italia" alla scala 1:100.000, Foglio 42 "Ivrea" (FRANCHI *et al.*, 1912) e Foglio 43 "Biella" (FRANCHI & STELLA, 1933) i cordoni esterni alla Serra sono indicati come "*morene antiche (prewürmiane)*", mentre quelli interni (Serra e Piccola Serra) come "*morene würmiane, postwürmiane e recenti*".

Successivamente SACCO (1927) suddivide i depositi dell'anfiteatro in tre unità, correlate dubitativamente con il *Mindel*, *Riss* e *Würm* di PENCK & BRÜCKNER (1909), denominate rispettivamente "*formazione morenica vecchia*", riferibile alla prima glaciazione ("*Mindeliana ?*"), "*formazione morenica media*", riferibile alla seconda glaciazione ("*Rissiana?*") e "*depositi morenici*" attribuibili alla terza glaciazione ("*Würmiana?*"). La prima corrisponde alle forme più esterne dell'anfiteatro; la seconda, indicativa di una glaciazione con maggiore estensione, comprende la maggior parte dei cordoni intermedi, tra cui il più continuo, noto come Serra di Ivrea; la terza corrisponde alla cerchia morenica più interna, sviluppata tra Andrate e Bollengo in sinistra, nota come Piccola Serra, e tra Strambino e Parella in destra.

Le prime analisi polliniche e datazioni  $^{14}\text{C}$  dell'AMI si devono a SCHNEIDER (1978), che studia le sequenze tardoglaciali e oloceniche di vari siti in alcuni anfiteatri morenici sudalpini (Trana nell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana; "*Torfsee*", Lago di Viverone e Torbiera di Alice Superiore nell'Anfiteatro di Ivrea; Lago di Biandronno nell'Anfiteatro del Verbano). In particolare nel *Torfsee*, una piccola palude a NE del Lago Sirio a q. 250, il sondaggio interessa i primi 5 m di una sequenza di depositi lacustri e palustri riferibili all'intervallo di tempo compreso tra l'*Oldest Dryas* e il Boreale. Nella più estesa Torbiera di Alice Superiore, a q. 570 nel settore laterale destro dell'AMI (Fig. 2), sono effettuati 3 sondaggi di circa 5 m ciascuno, che anche in questo caso non danno un riferimento più antico dell'*Oldest Dryas*. Legni e torbe di Cyperaceae estratti da uno di questi sondaggi forniscono età  $^{14}\text{C}$  comprese tra  $11.720 \pm 240$  a BP e  $5.140 \pm 100$  a BP. Dal secondo sondaggio è ottenuta, alla profondità di 380-390 cm entro *gyttja* argilloso, la più antica età radiocarbonio ( $14.200 \pm 150$  a BP) disponibile per l'ultimo episodio glaciale nell'AMI: questa data, non calibrata, è quindi considerata dagli autori successivi come età minima di deglaciazione per l'AMI. Più in alto nella sequenza sono state ottenute le ulteriori età di  $12.390 \pm 160$  a BP e  $11.660 \pm 90$  a BP.

Altri studi sulla successione stratigrafica dell'anfiteatro vengono effettuati da Carraro per la seconda edizione del Foglio "Biella" della Carta Geologica d'Italia

(BORTOLAMI *et al.*, 1966; 1967; CARRARO & PETRUCCI, 1969; CARRARO *et al.*, 1975). L'autore dapprima conferma sostanzialmente i tre complessi individuati in precedenza da SACCO (1927); in seguito suddivide la successione in tre gruppi secondo criteri allostratigrafici (CARRARO, 1992). In particolare il Gruppo di San Michele-Borgo comprende i cordoni morenici più esterni, di dimensioni relativamente ridotte, riferiti su base paleomagnetica e pedostratigrafica al Pleistocene inferiore-medio (CARRARO *et al.*, 1991): l'età antica è suggerita dalla presenza di suoli di colore rosso ( $2.5\text{YR} \pm 10\text{R}$ ), con notevole spessore conservato, e dal sensibile rimodellamento delle forme, responsabile della cancellazione dell'originaria espressione morfologica. Il Gruppo della Serra, corrispondente "all'ossatura dell'anfiteatro", comprende invece la maggior parte dei cordoni morenici conservati; la forma più significativa è rappresentata dalla Serra d'Ivrea, riferita su base pedostratigrafica al Pleistocene medio: l'età intermedia è indicata dalla presenza di suoli molto meno evoluti, con indice di colore 7.5YR, e da un diffuso rimodellamento delle forme, che tuttavia non oblitera l'originaria espressione morfologica dei cordoni. Il Gruppo di Bollengo-Albiano infine comprende le cerchie più interne dell'anfiteatro, sviluppate a quota inferiore, riferite su base pedostratigrafica al Pleistocene superiore ed in particolare all'ultima pulsazione glaciale (comprendente il *Last Glacial Maximum*): l'età recente è suggerita dalla presenza di suoli poco potenti di colore bruno-giallastro e da un modesto rimodellamento delle forme.

Gli studi successivi, riguardanti aree più circoscritte dell'anfiteatro, permettono di effettuare localmente una suddivisione più dettagliata del gruppo più antico. In particolare GIANOTTI (1993), prendendo in esame parte del settore laterale sinistro, suddivide ulteriormente il Gruppo di San Michele-Borgo in quattro unità allostratigrafiche corrispondenti all'Unità di S. Michele-Borgo (già individuata da CARRARO *et al.*, 1991) e alle unità di Bornasco, di Zubiena e di Parogno.

FORNO & LUCCHESI (2000), effettuando un rilevamento geologico di dettaglio del cordone più esterno del settore sinistro dell'anfiteatro, riconoscono la presenza di diverse facies all'interno dell'Unità di S. Michele-Borgo, interpretandole come "*subglacial lodgment till, supraglacial melt-out till, ice-marginal deformation till* e *ice-marginal gravity flowtill*", di cui analizzano il diverso significato genetico. Segnalano inoltre la presenza di depositi più antichi, indicati rispettivamente come Unità di Chiave e Unità di Donato, la prima costituita da depositi di delta-conoide del bacino del F. Dora Baltea, riferibili al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore *p.p.*, e la seconda costituita da depositi fluviali dei corsi d'acqua locali, riferibili al Pleistocene inferiore.

Infine GIANOTTI (2007) distingue nell'AMI dieci alloformazioni, riferibili ognuna ad un differente episodio glaciale in quanto separate da intercalazioni interglaciali/interstadiali, corrispondenti a depositi palustri con contenuto organico e a paleosuoli, e in parte differenziate su base pedostratigrafica. Nell'ambito di questa successione, l'alloformazione più recente (Alloformazione di Ivrea), riferibile all'ultimo episodio glaciale (25-11,5 ka BP), comprende la Piccola Serra (stadio di acme glaciale) e la totalità dei depositi distribuiti sui Colli d'Ivrea (stadi cataglaciali).

#### 4. STUDIO GEOLOGICO

La successione stratigrafica dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea è già conosciuta nelle caratteristiche essenziali; come nella maggior parte delle successioni continentali, ed in particolar modo in quelle di ambiente glaciale, si ha un numero molto ridotto di elementi cronologici di riferimento che permettano di inserirla univocamente in un preciso contesto stratigrafico.

Durante lo studio tutt'ora in corso riguardante l'anfiteatro morenico nel suo insieme (F. Gianotti), è stato svolto da uno degli autori (F. Grosso) un rilevamento geologico di dettaglio della parte settentrionale dei "Colli di Ivrea" (GROSSO, 2005; FORNO *et al.*, 2005), un gruppo di rilievi di esarazione glaciale che si elevano nel mezzo della conca interna dell'AMI (Fig. 3): questi rilievi, allungati complessivamente in direzione NE-SW trasversalmente alla valle principale, corrispondono all'emergenza del substrato roccioso sudalpino.

Nel dettaglio la morfologia dei Colli d'Ivrea, del tutto peculiare (Fig. 4), è caratterizzata da un elevato tasso di affioramento del substrato roccioso, che costituisce raggruppamenti di rilievi caratterizzati da un profilo arrotondato, con dislivelli di ordine decametrico fino ad un massimo di 200 m. I rilievi raggiungono la quota massima di 519 m (C. Montesino) e si innalzano di 100-250 metri sulla pianura alluvionale attuale del F. Dora Baltea (Fig. 2). Conservano diffuse e tipiche forme di esarazione glaciale: particolarmente evidenti sono estese superfici montonate, talvolta perfettamente levigate (Fig. 5), percorse da solchi (*grooves*) e incise da strie glaciali. Dall'orientazione delle strie si ricava la direzione di movimento della base del ghiacciaio, verso E e SE nel settore orientale dei Colli, più esterno, e verso S e SSE in quello occidentale, più interno.

I rilievi sono separati da depressioni in parte occupate tuttora da bacini lacustri e in parte corrispondenti invece a bacini lacustri colmati: i bacini ospitano

localmente torbiere galleggianti note come "terre balle-rine".

L'affioramento di rocce con diversa erodibilità e la presenza di discontinuità tettoniche ha fortemente condizionato l'evoluzione geologica e morfologica dell'area: i rilievi si sviluppano prevalentemente nei settori costituiti da rocce resistenti (graniti, dioriti e granuliti) con modesta fratturazione; le depressioni lacustri risultano invece distribuite in coincidenza delle litologie a tessitura scistosa o milonitica, come nel caso degli scisti entro cui è modellato il bacino del Lago Nero, e lungo fasce tettonizzate, caratterizzate da elevata fratturazione. L'esempio più significativo in questo caso è dato dall'allineamento delle depressioni della Torbiera di Tomalino e del Lago Pistono, in coincidenza della Linea del Canavese Interna (LCI in Fig. 2).

Il modellamento erosionale dei Colli di Ivrea, espresso da forme di esarazione a varia scala ampiamente distribuite e ben conservate, era già stato riconosciuto dagli autori precedenti. Nessun autore aveva mai indicato la presenza di una ridotta copertura quaternaria, probabilmente a causa dell'esiguità delle tracce deposizionali rispetto all'evidenza delle forme di esarazione e per la maestosità dei cordoni morenici principali circostanti. Lo stesso Foglio "Ivrea" della Carta Geologica d'Italia segnala soltanto le torbiere principali al di sopra del substrato roccioso (FRANCHI *et al.*, 1912).

Con il nuovo rilevamento è stata invece evidenziata la presenza, direttamente sui rilievi montonati, sia di singoli elementi di trasporto glaciale (massi erratici) con costituzione petrografica differente rispetto al substrato locale (Fig. 6), sia di un numero limitato di lembi circoscritti di depositi glaciali a blocchi, corrispondenti essenzialmente a *till* di margine glaciale, in gran parte *till* di colata (*marginal flow till*; Fig 7). Questi lembi sono distribuiti sui fianchi, alla base o sulla sommità dei rilievi montonati e risultano particolarmente diffusi nel settore settentrionale dei colli, dove dall'interpolazione dei vari

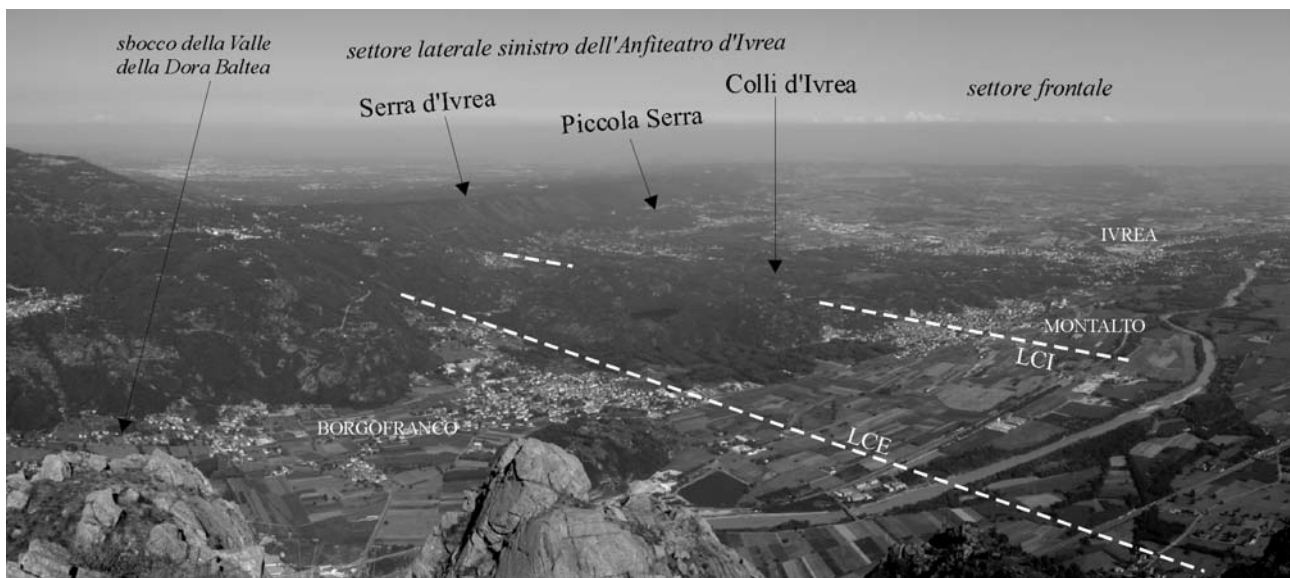


Fig. 3 - Il settore laterale sinistro dell'AMI, evidenziato dalla presenza della Serra d'Ivrea, e l'estesa depressione interna in cui si sviluppano i Colli d'Ivrea.

The left lateral sector of the Morainic Amphitheatre of Ivrea, with Serra d'Ivrea moraine and the wide internal depression hosting Colli d'Ivrea (Ivrea Hills).

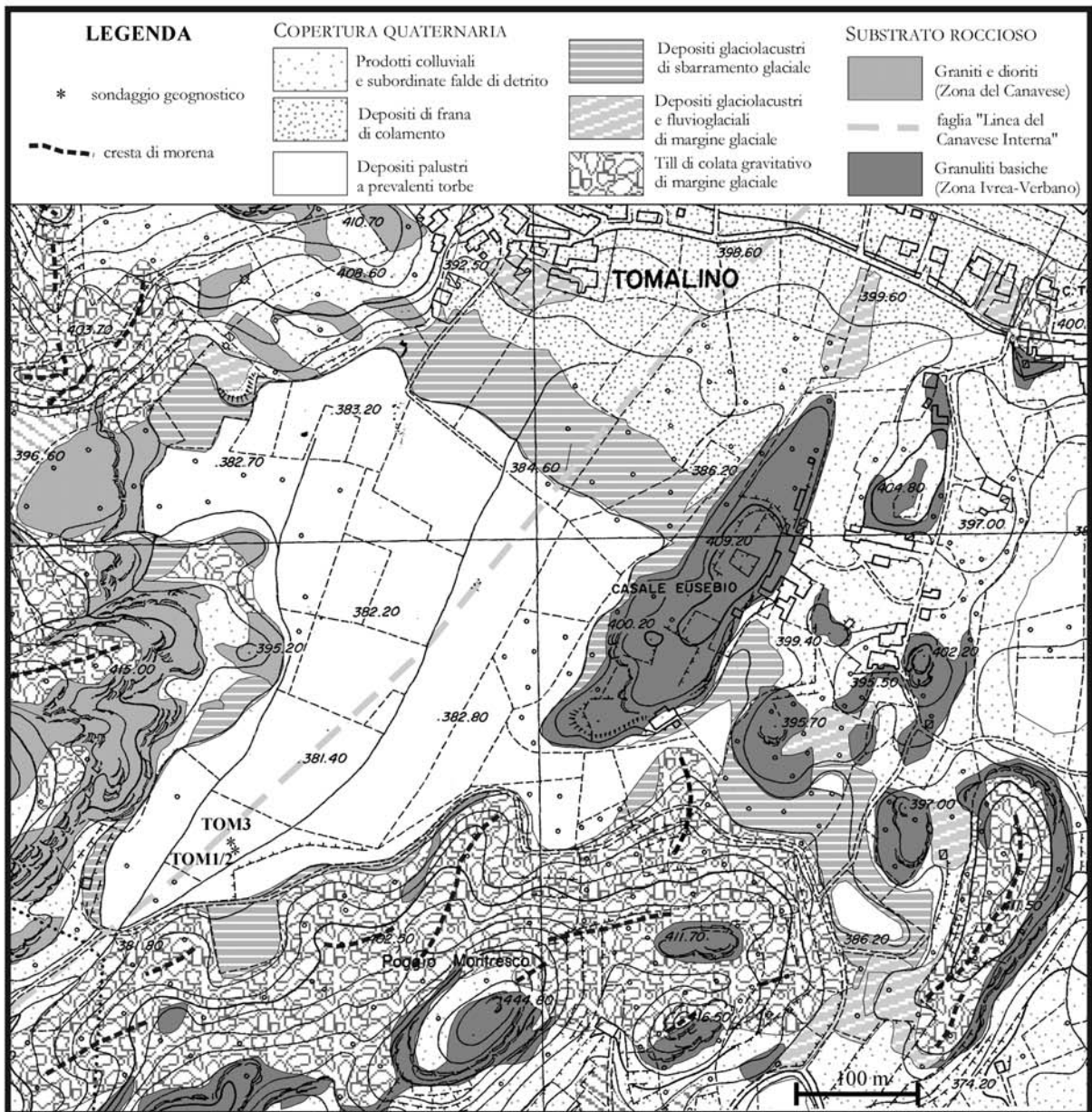
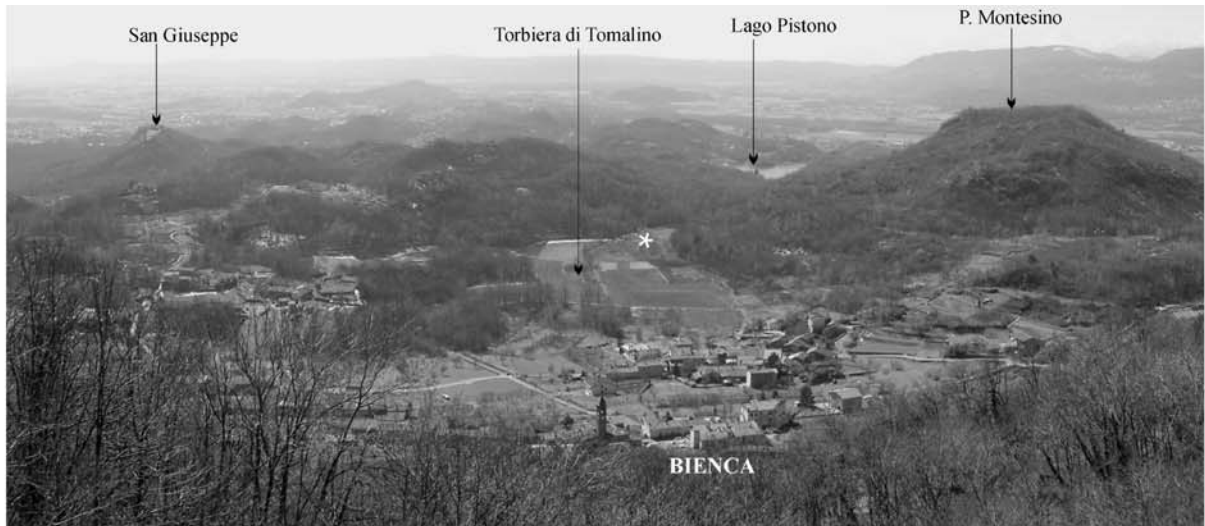


Fig. 4 - Panoramica e carta geologica del settore settentrionale dei Colli d'Ivrea, che racchiudono la depressione di Tomalino, colmata da sedimenti lacustri e torbe. L'asterisco indica la posizione dei sondaggi effettuati.

*Panoramic view and geological map of the Northern sector of Colli d'Ivrea, with the Tomalino depression filled by lacustrine deposits and peat. The asterisk shows the boreholes position.*

lembi si ricostruisce, non senza difficoltà, una successione di cerchi moreniche concentriche.

I depositi, osservabili diffusamente in superficie o in rari affioramenti sempre di ridotta estensione, sono costituiti da elementi con dimensioni tra centimetriche e metriche e forma da subangolosa a sfaccettata e subarrotondata, mescolati ad una abbondante matrice sabbiosa debolmente limosa, con tessitura prevalentemente a supporto di matrice; si presentano massivi o con un accenno di stratificazione inclinata. Gli elementi, prevalentemente non alterati, sono costituiti da gneiss e micascisti eclogitico-glaucofanici, eclogiti, glaucofaniti, quarziti di vena, ortogneiss e gneiss in facies scisti verdi, della Zona Sesia-Lanzo, mescolati a graniti retrocessi e dioriti, vulcaniti acide e quarziti sedimentarie, provenienti dai Colli di Ivrea modellati nella Zona del Canavese; subordinati sono i clasti di serpentiniti della Zona Piemontese e di metaconglomerati della Zona *Houillère* (Sistema Pennidico esterno), affioranti nel tratto superiore del bacino della Dora Baltea. La matrice appare scarsamente selezionata, con debole frazione siltoso-argillosa, di colore da grigio a grigio-giallastro chiaro. I depositi mostrano uno spessore di ordine metrico, fino ad un massimo di una decina di metri ad W di Bienca e sulla cresta di P. Montesino (Figg. 4 e 8). Localmente sui depositi sono conservati prodotti colluviali di suoli di colore bruno-giallastro (7.5YR 5/6,8).

Questi sedimenti hanno scarsa evidenza morfologica, corrispondendo a cordoni morenici laterali e frontali discontinui, con lunghezza ridotta, al massimo di alcune centinaia di metri, e altezza di ordine metrico (Fig. 8): malgrado la discontinuità dei lembi, si sono potute ricostruire cinque cerchi concentriche, indicative di altrettanti episodi di stazionamento del margine glaciale nell'ambito del più generalizzato ritiro dalla

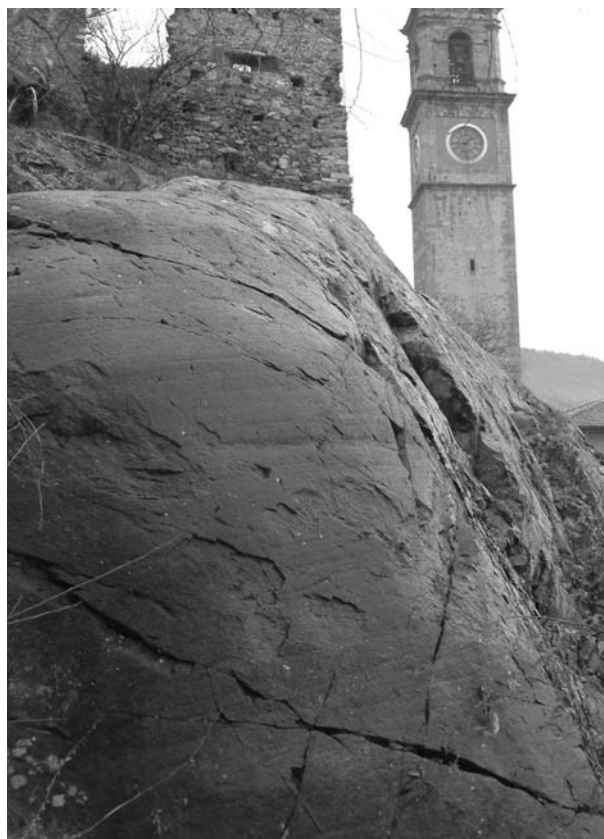


Fig. 5 - Esempio di superfici levigate e striate su granuliti basiche (Chiaverano).

*An example of polished and striated surfaces on basic granulites (Chiaverano).*

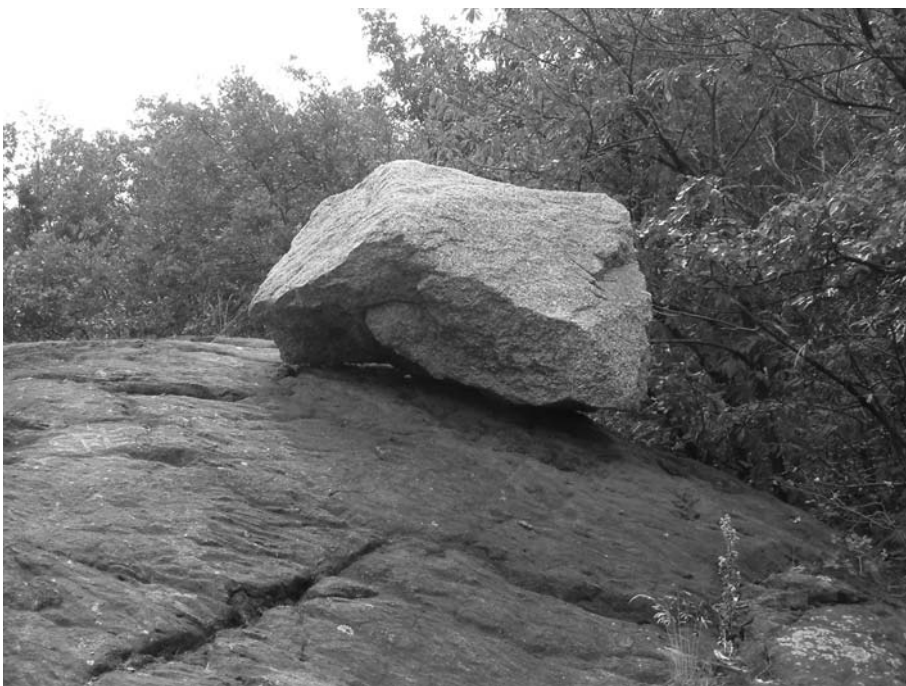


Fig. 6 - Masso erratico di granito sulla sommità di rilievo montonato a SE del Lago Nero, modellato su scisti del basamento della Zona del Canavese.

*Erratic boulder of granite on top of a roche moutonnée at SE of Lago Nero, on schist of Canavese Zone basement.*

posizione di massima espansione (Fig. 2).

I sedimenti descritti sono infatti distribuiti sensibilmente all'interno rispetto alle cerchi principali: le unità più antiche formano imponenti cordoni morenici laterali (Serra d'Ivrea e Piccola Serra), circa rettilinei e continui, con sviluppo altimetrico superiore al centinaio di metri, e conservano depositi glaciali con spessore rilevante, compreso tra 50 e 150 m (Fig. 9). Le morene della Serra e della Piccola Serra esprimono lo stadio di massima espansione del ghiacciaio balteo negli ultimi episodi glaciali documentabili in anfiteatro (GIANOTTI, 2007). Le morene ospitate nella parte prossimale della depressione interna sono riferibili invece a stadi di ritiro dell'ultimo episodio glaciale: in particolare quelle del settore di Bienca sono connesse con la formazione di un lobo glaciale in progressivo ritiro, alimentato dal fianco sinistro del



Fig. 7 - Till di colata di posizione marginale, deformato, caratterizzato da stratificazione inclinata.

*Deformed marginal flow till with inclined stratification.*



Fig. 8 - Il cordone morenico allungato sulla sommità della P. Montesino, rilievo più elevato dei Colli d'Ivrea.

*The morainic crest extended on P. Montesino, the highest relief of Colli d'Ivrea.*

ghiacciaio principale, quando questo si era ormai ritirato dal settore esterno dei colli (cfr. Fig. 2).

Nel presente lavoro si intendono evidenziare i risultati ottenuti da studi di dettaglio effettuati su sedimenti palustri depositi in una depressione sviluppata all'interno del piccolo anfiteatro di lobo glaciale citato

(lobo di Bienca). In corrispondenza di questa depressione sono state riconosciute tre facies sedimentarie deposte in acqua, con caratteristiche che permettono di ricondurle a situazioni deposizionali ben distinte: depositi glaciolacustri marginali di *kame*, depositi glaciolacustri di sbarramento glaciale ed infine depositi lacustri e palustri *post-glaciali* (il termine di "*post-glaciale*" è qui inteso nell'accezione di BINI *et al.*, 2004). Queste tre facies, in appoggio diretto sul substrato roccioso dei colli o sui depositi glaciali, rappresentano le testimonianze di episodi deposizionali che si ripetono a quote progressivamente inferiori in aree via via più interne, collegate con l'abbassamento del margine glaciale fino al suo completo ritiro (Fig. 10).

Con riferimento al bacino di Tomalino a Sud di Bienca (cfr. Fig. 4), attualmente colmato, il corpo sedimentario più elevato ed antico (1 in Fig. 10) è formato in genere da sabbie limose, con ciottoli sparsi e rare intercalazioni di sabbie meglio selezionate, entrambe prive di contenuto organico; talvolta è invece costituito da elementi angolosi di varia dimensione mescolati a una matrice sabbiosa meglio selezionata e stratificata. Questi sedimenti, con spessore osservabile di alcuni metri, sono interpretabili come depositi glaciolacustri marginali, alimentati sia da apporti provenienti dal ghiacciaio (*till* di colata acquatici e depositi di delta-conoide) sia da apporti gravitativo-colluviali provenienti dal versante; formano lembi sedimentari "applicati" sul fianco di cordoni morenici o di rilievi in roccia, sospesi di oltre una decina di metri rispetto alla superficie di colmamento del bacino lacustre; l'espressione morfologica è rappresentata da lembi di superfici pianeggianti terrazzate, distribuite al margine del bacino a quote variabili, interpretabili come terrazzi di *kame* alimentati direttamente dal ghiacciaio.

Il corpo sedimentario intermedio (2 in Fig. 10) è costituito da sabbie limose a stratificazione massiva, con sporadici elementi angolosi prevalentemente centimetrici, in gran parte provenienti dal substrato locale; ha come espressione morfologica lembi di superfici





Fig. 9 - I Colli d'Ivrea delimitati dagli imponenti cordoni della Serra d'Ivrea e della Piccola Serra.  
The Colli d'Ivrea bounded by Serra d'Ivrea and Piccola Serra big moraines.

orizzontali, distribuiti lungo il bordo della conca lacustre e sospesi di circa 4 m rispetto alla superficie di colmamento del bacino. Questi lembi rappresentano l'espressione morfologica di sedimenti glaciolacustri di sbarramento glaciale: tali depositi non possono essere definiti di posizione marginale, come i precedenti, perchè sedimentati in un bacino glaciolacustre esteso fino a considerevole distanza dal ghiacciaio.

Il corpo sedimentario più recente (3 in Fig. 10) è formato da depositi sabbioso-limosi e argillosi, passanti

verso l'alto a limi e argille ricche di sostanza organica (*gyttja*) e a torbe, interpretabili come depositi lacustri e palustri *post*-glaciali, indicativi di un bacino lacustre non più in alcun modo collegato con il ghiacciaio: questi sedimenti costituiscono il riempimento dell'attuale bacino colmato.

I sondaggi hanno attraversato la parte sommitale del corpo sedimentario più recente, costituente il colmamento lacustre e palustre del bacino di Tomalino (Figg. 4 e 12). In particolare le sabbie fini argillose della

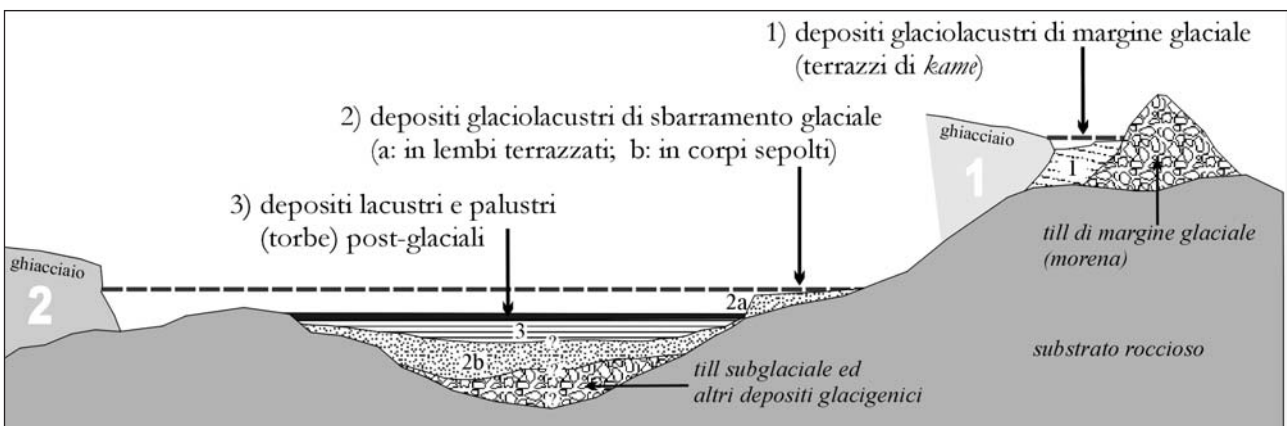


Fig. 10 - Schema dei rapporti stratigrafici della depressione lacustre di Tomalino.  
Stratigraphical scheme of the Tomalino lacustrine depression.

parte basale della sequenza attraversata, sotto i 4 m di profondità, hanno colore biancastro e sono localmente ricche di gusci di gasteropodi e più rari bivalvi lacustri, con dimensioni medie di 2-3 mm fino a 5 mm. La *gyttja*, prevalente tra 4 m e 3,50 m di profondità, contiene resti vegetali decomposti, con frammenti di macrofite indistinguibili, che conferiscono al deposito un colore nerastro. La parte superiore della successione, tra 3,50 m e il piano campagna, è costituita da livelli torbosi compressi di spessore pluridecimetrico, che chiudono la sequenza palustre: le torbe campionate tra 1 e 1,35 cm sono di colore brunastro e sono asciutte; al di sotto risultano invece nerastre e sature d'acqua, indicando che la posizione della superficie della falda libera si attestava tra 1,40 e 2 m di profondità al momento della realizzazione del sondaggio TOM 1 (15/07/2004).

**5. STUDIO DEL CONTENUTO POLLINICO**

Sei campioni di sedimento sono stati prelevati dai depositi della torbiera di Tomalino, preparati ed analizzati presso il Laboratorio di Palinologia e Paleoecologia del CNR-IDPA di Milano. Per la preparazione dei campioni è stata applicata la cosiddetta procedura 'standard', che prevede una serie di successivi attacchi chimici finalizzata alla rimozione della componente minerale e alla riduzione di quella organica non pollinica. I preparati, conservati in glicerina, sono stati montati su vetrini e analizzati al microscopio ottico a 400, 630 e 1000 ingrandimenti. Per l'identificazione dei granuli pollinici sono stati usati chiavi dicotomiche (MOORE et al., 1991), atlanti fotografici (PUNT & BLACKMORE, 1976-1995; REILLE, 1992-1995) e la collezione di confronto del CNR-IDPA. Sono stati inoltre identificati alcuni tipi di alghe d'acqua dolce, spore di pteridofite ed extrafossili (sensu VAN GEEL, 1978).

I risultati dell'analisi pollinica sono presentati in Tab. 1 e Fig. 11. Le percentuali polliniche sono state calcolate a partire da una somma pollinica che comprende alberi, arbusti e piante erbacee di ambiente terrestre; piante di ambiente acquatico e palustre, alghe e spore di pteridofite non sono invece comprese nella somma pollinica. E' stata inoltre calcolata la concentrazione delle microparticelle di carbone di lunghezza maggiore di 10 µm contenute nel sedimento, espressa come numero di particelle per grammo di sedimento.

**5.1 Ricostruzione paleoambientale**

I dati pollinici ottenuti permettono di fare alcune osservazioni circa le condizioni

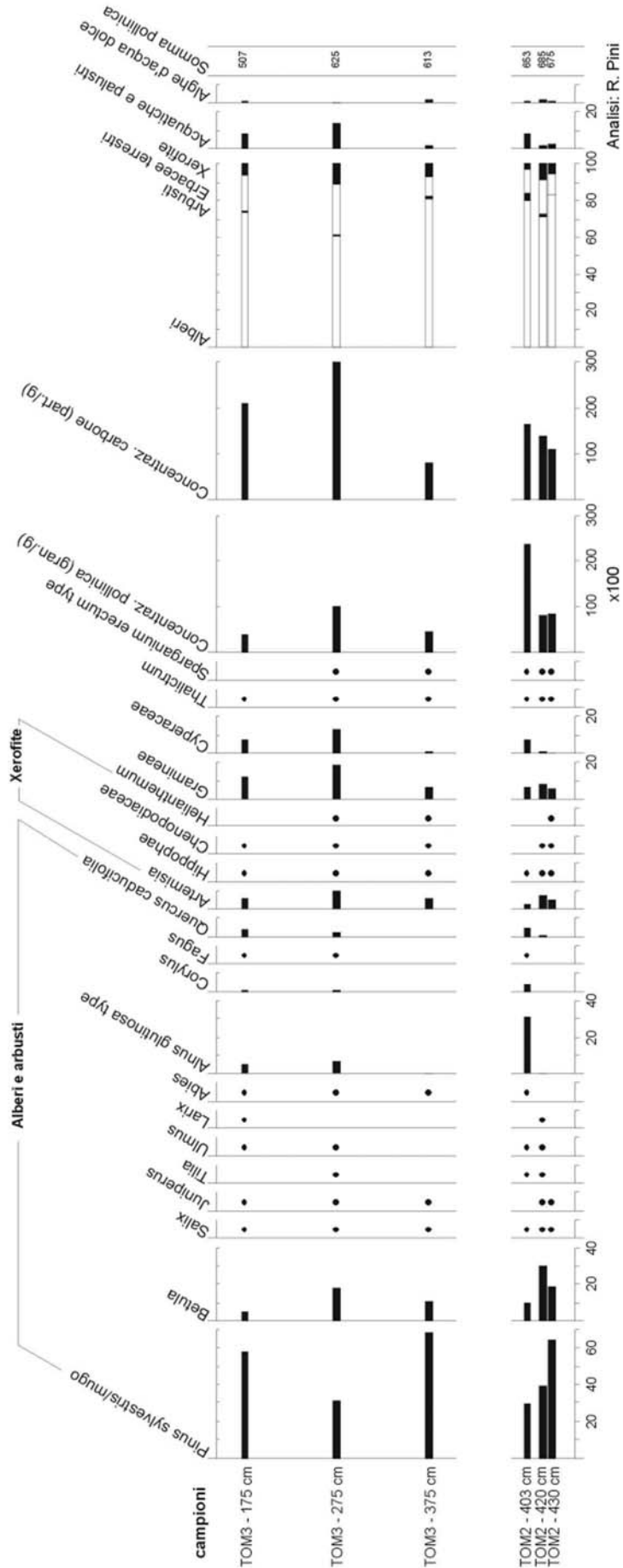


Fig. 11 - Diagramma pollinico % a curve selezionate dei campioni di sedimento della torbiera. % pollen diagram (only selected taxa are shown) of the samples from the Tomalino mire.



paleoambientali al momento della deposizione dei sedimenti analizzati.

#### - Sondaggio TOM 2

Da questo sondaggio provengono tre campioni di sedimento, prelevati a 430 cm di profondità dal p.c (argilla sabbiosa), a 420 cm (argilla sabbiosa con resti di molluschi) e a 403 cm (*gyttja*). In questi campioni il polline di alberi e arbusti si attesta su valori compresi tra 74-84% (Tab. 1) ad indicare che i sedimenti in esame si sono depositi in un contesto caratterizzato da densa copertura arborea.

Il campione più profondo (TOM 2-430 cm) contiene elevate percentuali polliniche di *Pinus sylvestris/mugo* e stomi di pino, che indicano la presenza di questa conifera nei dintorni del sito in esame. Lo spettro pollinico è inoltre caratterizzato da buoni valori percentuali di *Betula* (18%), da rari granuli di *Juniperus*, *Hippophaë* e *Salix* e da valori di xerofite erbacee (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*) attorno al 6%. Sono inoltre presenti alghe d'acqua dolce (*Botryococcus* e *Pediastrum*). Questo spettro è indicativo di foreste-steppe di ambiente boreale fresco.

Nel campione successivo (TOM 2-420 cm) la percentuale pollinica di *Pinus sylvestris/mugo* diminuisce nettamente (39%), mentre *Betula* si attesta su valori attorno al 30%. Sono stati rinvenuti alcuni granuli pollinici di *Larix*: considerando la scarsa produttività e la limitata capacità di dispersione pollinica di questa conifera (DE BEAULIEU & REILLE, 1992), il rinvenimento di pochi granuli pollinici può essere ritenuto indicativo della presenza del larice nei dintorni del sito in esame. Sono presenti granuli sporadici di *Quercus caducifolia*, *Tilia* e *Ulmus*. Tra le erbacee di ambiente terrestre, sono ben rappresentate *Artemisia* (7,6%), *Gramineae* (8,5%) e *Rumex* tipo *acetosa* (5%). Anche questo spettro pollinico è indicativo di foreste-steppe di ambiente boreale fresco.

Il campione TOM 2-403 cm contiene elevate percentuali polliniche di *Alnus* tipo *glutinosa* (tipo pollinico che comprende *Alnus glutinosa* e *Alnus incana*) e di elementi del querceto misto (*Corylus*, *Quercus caducifolia*, *Tilia* e *Ulmus*). Questo spettro indica la presenza di boschi misti di conifere e latifoglie di ambiente temperato.

#### - Sondaggio TOM 3

Da questo sondaggio provengono tre campioni di sedimento, prelevati a 375 cm di profondità dal p.c. (argilla con resti organici), a 275 cm (*gyttja*/torba) e a 175 cm (torba).

Lo spettro pollinico del campione più profondo (TOM 3-375 cm) è dominato da *Pinus sylvestris/mugo* e da *Betula* e registra la presenza di xerofite erbacee e arbustive. Tale composizione pollinica è molto simile a quella del campione TOM 2-430 cm ed è indicativa di foreste-steppe di ambiente boreale fresco.

Nel campione successivo (TOM 3-275 cm) si osserva il brusco crollo dei valori % di *Pinus sylvestris/mugo*, mentre le xerofite (*Artemisia*, *Hippophaë*, *Chenopodiaceae* ed *Helianthemum*) si attestano su valori attorno all'11%. Lo spettro pollinico registra la presenza di alcune latifoglie termofile (*Corylus*, *Fagus*, *Quercus caducifolia*, *Tilia* e *Ulmus*) che, ad eccezione

della quercia, si attestano su valori inferiori all'1%. Tra le piante erbacee terrestri sono presenti *Lythrum*, *Scabiosa*, *Phyteuma*, tipo *Lotus*. Anche questo spettro pollinico è indicativo di foreste-steppe di ambiente boreale fresco.

Nel campione più superficiale TOM 3-175 il tasso di afforestamento raggiunge valori piuttosto elevati (75%) cm, in gran parte dovuti a *Pinus sylvestris/mugo* (57,6%). Sono presenti *Betula* (5,1%), *Quercus caducifolia* (3,9%), *Salix* (1%) e *Ulmus*. Anche in questo campione compaiono sporadici granuli di *Corylus* e *Fagus*, accompagnati da *Rubus* e *Sorbus*. Questa composizione pollinica riflette la presenza di boschi misti di conifere e latifoglie.

## 5.2. Interpretazione cronologica

La suddivisione climatostratigrafica qui adottata fa riferimento a RAVAZZI (in stampa). Il termine Tardoglaciale viene usato per indicare l'insieme di eventi che si sono susseguiti tra l'ultima culminazione glaciale dell'ultima glaciazione e l'inizio dell'Olocene. Secondo OROMBELLI *et al.* (2005) il Tardoglaciale ha inizio al termine dell'Ultimo Massimo Glaciale globale (19 ka); il limite cronostratigrafico superiore del Tardoglaciale, assunto come limite Pleistocene/Olocene, coincide con l'età <sup>14</sup>C di 10 ka BP (GRADSTEIN *et al.*, 2004). La suddivisione del Tardoglaciale in cronozona proposta inizialmente da FIRBAS (1954) e ripresa da MANGERUD *et al.* (1974) è stata da tempo abbandonata e sostituita con una divisione climatostratigrafica che mette in evidenza una successione di eventi climatici sostanzialmente sincroni a scala continentale (LITT *et al.*, 2003) e alpina (VESCOVI *et al.*, 2007).

Considerato l'esiguo numero di campioni studiati, le considerazioni biostratigrafiche hanno carattere preliminare. Alcune indicazioni possono però essere derivate dal confronto con il diagramma pollinico del Lago Sirio (270 m slm; SCHNEIDER, 1978), un bacino posto 2 km a Sud della torbiera da noi esaminata. Il diagramma pollinico del Lago Sirio è riferibile all'intervallo di tempo compreso tra il Tardoglaciale e l'inizio dell'Olocene (Preboreale) (SCHNEIDER, 1978). La stratigrafia pollinica non è supportata da datazioni <sup>14</sup>C; la suddivisione in biozone è basata sul confronto con altri diagrammi pollinici datati provenienti dalla torbiera di Alice Superiore e del Lago di Biandronno (SCHNEIDER, 1978) ed è correlata con la suddivisione in cronozona proposta da FIRBAS (1954).

La successione pollinica del Lago Sirio viene qui brevemente illustrata (con riferimento alle zone polliniche descritte da SCHNEIDER, 1978) per mostrare i principali eventi che caratterizzano la storia della vegetazione di questo settore dell'AMI. L'età di tali eventi viene invece dedotta dal confronto con i record pollinici del Lago Piccolo di Avigliana (FINSINGER *et al.*, 2006) e del Lago di Annone (WICK, 1996), dove la stratigrafia pollinica è supportata da numerose datazioni <sup>14</sup>C. La successione pollinica del Lago Sirio mostra che, durante le zone polliniche la-c l'area attorno al bacino lacustre era caratterizzata da un basso tasso di afforestamento e dalla presenza di comunità erbacee di ambiente steppico (sia *Artemisia* che *Gramineae* oltre il 25-30%); *Larix* aumenta progressivamente fino alla transizione con il Bølling. La curva di *Pinus* inizia ad aumentare durante la zona

pollinica II e nella prima parte della zona III, attestandosi su valori medi del 50%. Durante questa fase *Larix* è presente con curva pressoché continua. Nella prima parte della zona III, accanto a *Pinus*, *Betula* e *Artemisia*, si registra la presenza di sporadici granuli di latifoglie termofile. La seconda parte della zona III è caratterizzata da un'ulteriore espansione di *Pinus* (fino quasi al 70%) e da una lieve riduzione delle xerofite. Nelle zone IV e V si osserva la progressiva riduzione dei valori % di *Pinus* e l'espansione delle latifoglie. Il confronto con le successioni polliniche del Lago Piccolo di Avigliana (FINSINGER *et al.*, 2006) e del Lago di Annone (WICK, 1996) consente di collocare le zone polliniche la-c nell'intervallo di tempo che precede l'interstadiale Bølling-Allerød del Tardoglaciale, la zona pollinica II e la prima parte della zona III nell'interstadiale B-A del Tardoglaciale, la seconda parte della zona III nel Dryas Recente, le zone IV e V nel Preboreale.

Il confronto tra la successione pollinica del Lago Sirio e gli spettri pollinici ottenuti dai campioni di sedimento della torbiera di Tomalino suggerisce che:

- i sedimenti rappresentati dai campioni TOM 2-430 cm, TOM 2-420 cm e TOM 3-375 cm si sarebbero depositi durante la prima metà dell'interstadiale Bølling-Allerød del Tardoglaciale. Tale ipotesi si fonda su valori % di *Pinus* elevati (talora oltre il 60%),

assenza di latifoglie termofile e valori consistenti di xerofite (5-7%), ma molto più bassi rispetto alle composizioni tipiche della prima parte del Tardoglaciale.

- il campione TOM 2-403 cm, per la presenza di *Corylus* e *Quercus* con moderate percentuali, e l'elevato contenuto di *Alnus* potrebbe essere attribuito alla parte iniziale del Preboreale (11.500 – 10.500 anni cal BP).
- i sedimenti rappresentati dai campioni TOM 3-275 cm e TOM 3-175 cm potrebbero essere attribuiti alla parte finale dell'interstadiale B-A o al Dryas Recente: i dati raccolti non consentono una più precisa attribuzione cronologica. Si esclude un'attribuzione all'Olocene per i bassi valori % di *Quercus* e la ancora elevata presenza di *Artemisia*.

## 6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

L'insieme delle osservazioni effettuate consente di ricostruire la successione degli eventi che hanno caratterizzato l'evoluzione geologica dell'area nel corso dell'ultimo massimo glaciale ed in particolare del Tardoglaciale.

Il riconoscimento, al di sopra dei rilievi montonati, di ridotte cerchie moreniche suggerisce che, negli ultimi

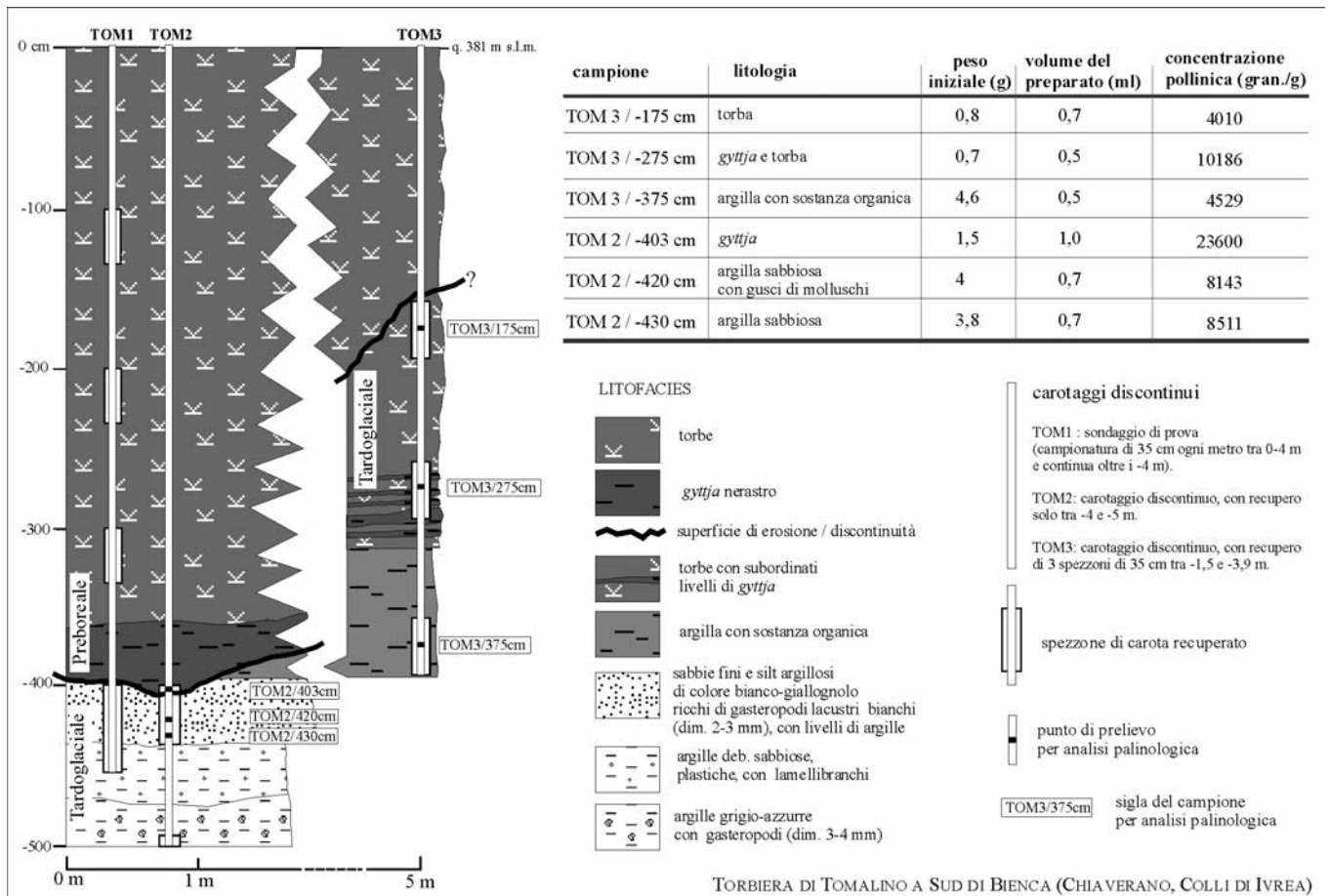


Fig. 12 - Stratigrafia dei due sondaggi eseguiti nella Torbiera di Tomalino, con ubicazione dei campioni prelevati per analisi palinologica. *Stratigraphy of the two cores taken from the Tomalino Mire, with position of samples for pollen analysis.*

stadi di ritiro del ghiacciaio balteo dall'anfiteatro, si sviluppasse un lobo di diffluenza glaciale, indicato nel presente lavoro come Lobo di Bienca, che, alimentato dal ghiacciaio principale, si insinuava tra i rilievi modellati in roccia.

La presenza di tre generazioni di sedimenti glacio-lacustri, lacustri e palustri all'interno della depressione di Tomalino riflette la successione di tre distinti episodi deposizionali, indicativi di diverse configurazioni del bacino in rapporto all'evoluzione del ghiacciaio: depositi costituenti terrazzi di *kame*, sedimentati in laghetti di margine glaciale e distribuiti a gradinata sul fianco interno delle morene o dei rilievi montonati (1 in Fig. 10); depositi di lago di sbarramento glaciale, sedimentati in un lago più esteso di quello poi colmato dalla torbiera, il cui livello elevato era sostenuto dallo sbarramento degli sfioratori da parte del margine sinistro del ghiacciaio balteo (2 in Fig. 10); infine una sequenza di depositi lacustri e palustri, che ha colmato un lago non più alimentato dal ghiacciaio ed il cui livello era controllato esclusivamente dalla morfologia locale (3 in Fig. 10).

L'analisi pollinica dei sedimenti campionati presso la Torbiera di Tomalino mette in luce le potenzialità di questo sito per un'analisi paleobotanica dettagliata, grazie a condizioni di sedimentazione che favoriscono la presenza e l'ottima conservazione dei palinomorfi. Il confronto con il diagramma pollinico del Lago Sirio (SCHNEIDER, 1978) consente di attribuire al campione di sedimento più profondo estratto dalla torbiera di Tomalino un'età riferibile alla prima metà dell'interstadiale Bølling-Allerød del Tardoglaciale.

In base alla presenza di terrazzi lacustri legati a sbarramento glaciale, sospesi di qualche metro sulla piana, è possibile affermare che condizioni di sedimentazione lacustre erano presenti nell'area almeno dall'inizio del Tardoglaciale. I sondaggi svolti nella torbiera di Tomalino, che purtroppo non hanno raggiunto la base della sequenza, hanno attraversato tra i 5 e i 4 m di profondità depositi prettamente lacustri, costituiti da sabbie fini e silt di colore biancastro, ricchi di gasteropodi e bivalvi lacustri. Segue una sequenza a torbe, alternate a subordinati livelli di *gyttja*, che si sviluppa ad una profondità compresa tra 4 m ed il piano campagna: questi depositi indicano che il processo di colmamento si è protratto nella parte finale del Tardoglaciale attraverso fasi di torbiera.

La correlazione su base palinologica dei vari tratti di carota recuperati suggerisce infine l'esistenza di una superficie di discontinuità (Fig. 12), di carattere probabilmente erosionale, che incide di oltre 2 metri su una distanza di circa 5 m la successione lacustre e palustre ancora pleistocenica (Tardoglaciale); su questa poggia una sequenza di nuovo strettamente palustre (*gyttja* e torbe) ormai già olocenica (Preboreale). Si ipotizza che un cambiamento climatico, con diminuzione delle precipitazioni, possa aver determinato nella conca di Tomalino il passaggio da ambiente palustre a subaereo, comportando una lacuna durante l'intero Dryas Recente o parte di esso, a seconda dell'attribuzione dei campioni TOM 3-275 cm e TOM 3-175 cm rispettivamente alla parte finale dell'interstadiale B-A o al Dryas Recente. La discontinuità potrebbe essere imputabile all'attività erosiva di un corso d'acqua effimero, che avrebbe inciso e terrazzato la successione palustre, portando alla luce i sottostanti depositi lacustri. Il ripri-

stino di condizioni palustri nel Preboreale è da collegare ad un bilancio idrologico positivo del bacino, determinato dall'aumento delle precipitazioni e da un ipotetico sbarramento della soglia da parte di prodotti gravitativi.

## LAVORI CITATI

- BAGGIO P. (1965) - *Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. nella zona di Montalto Dora*. Mem. Ist. Min. Geol. Un. Padova, **25**, 1-25.
- BIINO G. & COMPAGNONI R. (1989) - *The Canavese Zone between the Serra d'Ivrea and the Dora Baltea River (Western Alps)*. Eclogae Geol. Helv., **82**, 413-427.
- BORTOLAMI G., CARRARO F., FRIZ C., GOVI M. & SACCHI R. (1966) - *Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. II<sup>a</sup> ed., Serv. Geol. It., Roma.
- BORTOLAMI G., CARRARO F. & SACCHI R. (1967) - *Note illustrative del Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. II<sup>a</sup> ed., Serv. Geol. It., Roma.
- CARRARO F. (1992) - *La zona pedemontana da Ivrea ad Arona. Depositi quaternari*. In: DAL PIAZ G. V. (ed.), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, **3(a)**, 186-209. BEMA, Milano.
- CARRARO F. & PETRUCCI F. (1969) - *Carte Géologique de la Plaine du Piémont 1:400.000*. VIII Congrès INQUA, Paris.
- CARRARO F., MEDIOLI F. & PETRUCCI F. (1975) - *Geomorphological study of the Morainic Amphitheatre of Ivrea, Northwest Italy*. Bull. R. Soc. New Zealand, **13**, 89-93, Wellington.
- CARRARO F., LANZA R., PEROTTO A. & ZANELLA E. (1991) - *L'evoluzione morfologica del Biellese occidentale durante il Pleistocene inferiore e medio, in relazione all'inizio della costruzione dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. Boll. Museo Reg. Sc. Nat. Torino, **9(1)**, 99-117.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G. V., HUNZIKER J. C., GOSSO G., LOMBARDO G. & WILLIAMS P. F. (1977) - *The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the western Italian Alps*. Rend. Soc. It. Mineralogia e Petrologia, **33**, 281-334.
- DE BEAULIEU J. L. & REILLE M. (1992) - *The last climatic cycle at La Grand Pile (Vosges, France). A new pollen profile*. Quaternary Science Reviews, **11**, 431-438.
- FINSINGER W., TINNER W., VAN DER KNAAP W. O. & AMMANN B. (2006) - *The expansion of hazel (Corylus avellana L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe?* Quaternary Science Reviews, **25**, 612-631.
- FIRBAS F. (1954) - *Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme*. Danm. Geol. Unders., **80**, 12-21.
- FORNO M. G. & LUCCHESI S. (2000) - *Significato delle diverse facies glaciali nell'evoluzione geologica pleistocenica del settore settentrionale dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea (Piemonte)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **13(1/2)**, 47-55.

- FORNO M. G., GIANOTTI F. & GROSSO F. (2005) - *Il modellamento glaciale dei Colli Dioritici d'Ivrea*. Atti del Convegno A.I.Geo Montagne e Pianure, Padova, 99-101.
- FRANCHI S., MATTIROLO S., NOVARESE V. & STELLA A. (1912) - *Foglio 42 "Ivrea" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. I<sup>a</sup> ed., R. Uff. Geol. It., Roma.
- FRANCHI S. & STELLA A. (1933) - *Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. I<sup>a</sup> ed., R. Uff. Geol. It., Roma.
- GASTALDI B. (1869) - *Iconografia di alcuni oggetti di remota antichità rinvenuti in Italia*. Estr. da Mem. R. Acc. Sc. di Torino, **2**(26), Stamperia Reale, Torino.
- GIANOTTI F. (1993) - *Ricostruzione dell'evoluzione geologica quaternaria del margine esterno del settore laterale sinistro dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea*. Tesi di Laurea inedita, Università degli Studi di Torino, 120 pp.
- GIANOTTI F. (2007) - *Stratigrafia dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea*. Tesi di Dottorato di ricerca inedita, Università degli Studi di Torino, 266 pp.
- GRADSTEIN F. M., OGG J. G., SMITH A. G., BLEEKER W. & LOURENS L. J. (2004) - *A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene*. Episodes, **27**(2), 83-100.
- GROSSO F. (2005) - *Ricostruzione dell'evoluzione geologica pleistocenica dei Colli d'Ivrea*. Tesi di Laurea inedita, Università di Torino, 117 pp.
- GUYOT A. (1847) - *Note sur la topographie des Alpes pennines*. Bull. Soc. Sc. Nat. de Neuchâtel.
- LITT T., SCHMINCKE H. U. & KROMER B. (2003) - *Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial*. Quat. Sci. Rev., **22**, 7-32.
- MANGERUD J., ANDERSEN S. T., BERGLUND B. & DONNER J. J. (1974) - *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*. Boreas, **3**, 109-128.
- MARTINS C. & GASTALDI B. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la Vallée du Pô, aux environs de Turin, comparés a ceux de la plaine suisse*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 2, **7**, 554-605.
- MOORE P. D., WEBB J. A. & COLLINSON M. E. (1991) - *Pollen analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 216 pp.
- OROMBELLI G., RAVAZZI C. & CITA M. B. (2005) - *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), Tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **18**(2), 147-155.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. **3**, 761-768. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.
- PENCK A., BRÜCKNER E. & DU PASQUIER (1894) - *Le Système glaciaire des Alpes*. Guide Congr. Géol. Int., Zurich., Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchatel, **22**, 86 pp.
- PUNT W. & BLACKMORE S. (1976-1995) - *The Northwest European Pollen Flora*. Elsevier Publishing Company, **1-7**.
- RAVAZZI C. (in stampa) - *Il Tardoglaciale: suddivisione stratigrafica, evoluzione sedimentaria e vegetazionale nelle Alpi e in Pianura Padana*. Acta Geologica, Studi Trentini di Scienze Naturali.
- REILLE M. (1992-1995) - *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille.
- SACCO F. (1927) - *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. Min. LL. PP., Uff. Idrog. Po, 66 pp.
- SCHNEIDER R. E. (1978) - *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der Spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. Bot. Jahrb. Syst. **100**(1), 26-109.
- STUDER (1844) - *Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie*. Chur und Leipzig, Bern.
- VAN GEEL B. (1978) - *A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microremains of fungi, algae, cormophytes and animals*. Review of Palaeobotany and Palynology, **25**, 1-120.
- VENTURINI G. (1995) - *Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia zone (Western Alps, Italy)*. Mém. Géol. Lausanne, **25**, 148 pp.
- VESCOVI E., RAVAZZI C., TINNER W., ARPENTI E., FINSINGER W., PINI R., VALSECCHI V., WICK L. & AMMANN B. (2007) - *Interactions between climate and vegetation in the southern Alps during the Late-glacial period as recorded by lake and mire sediment archives*. Quaternary Science Reviews, **26**, 1650-1669.
- WICK L. (1996) - *Late glacial and early Holocene palaeoenvironments in Brianza, Nord-Italy*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **9**(2), 653-660.
- ZINGG A., HANDY M. R., HUNZIKER J. C. & SCHMID S. M. (1990) - *Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps*. Tectonophysics, **182**, 169-182.

Ms. ricevuto il 9 ottobre 2007  
 Testo definitivo ricevuto il 11 dicembre 2007

Ms. received: October 9, 2007  
 Final text received: December 11, 2007