

GEOLOGIA DEL QUATERNARIO DEL MONTE BERLINGHERA E DEL PIZZO SASSO CANALE (PROVINCIA DI COMO)

V. Maggi

Dipartimento di Scienze della Terra, Via Mangiagalli 34 - Milano

RIASSUNTO - *Geologia del Quaternario del monte Berlinghera e del Pizzo Sasso Canale (Provincia di Como)* - *Il Quaternario*, 5(2), 1992, p. 235-250 - Nell'Alto Lario occidentale, sul versante compreso tra il Monte Berlinghera ed il Pizzo Sasso Canale, si possono distinguere tre unità quaternarie, due delle quali legate all'ultimo Episodio glaciale, e la terza postglaciale. Solo alcune evidenze morfologiche permettono di intuire l'esistenza di attività glaciale precedente a quest'ultimo Episodio. La Alloformazione di Pian del Tivano (Pleistocene sup.), i cui depositi si osservano a partire dalla quota del lago fino ai 1680 m, è stata correlata con il Complesso Glaciale di Cantù studiato nella zona dell'apparato di Como da Bini (1987). L'analisi dei litotipi costituenti i massi erratici di questa unità, ha permesso di ricostruire la provenienza dei ghiacciai e la loro influenza sulla deposizione nell'area e di riconoscere la dominanza di litotipi provenienti dalla Val Chiavenna su quelli della Valtellina. La Alloformazione di Prato Fortunato (Pleistocene sup-Olocene (?)) è legata all'attività del ghiacciaio che occupava il circo glaciale esposto a SE del Pizzo Sasso Canale. Non è possibile correlare questi depositi con quelli della Alloformazione di Pian del Tivano in quanto non si osserva un contatto tra le due unità. L'Unità postglaciale, olocenica, raccoglie tutti i depositi successivi al ritiro definitivo dei ghiacciai dall'area. Oltre alla forte attività dei versanti si sono trovate tracce di un livello lacustre di almeno 10 m più alto di quello attuale.

ABSTRACT - *Quaternary geology of Mt. Berlinghera and Pizzo Sasso Canale (Como Province)* - *Il Quaternario*, 5(2), 1992, p. 235-250 - Three Quaternary units, two of which belonging to the last glacial Episode while one is postglacial, can be observed between Monte Berlinghera and Pizzo Sasso Canale in the western sector of Upper Lario. Some morphologic features suggest the existence of a glacial activity that occurred before the last Episode. The Pian del Tivano Formation (Upper Pleistocene), where the deposits can be observed from the lake level up to 1680 m, has been correlated with the Cantù Drift described by Bini (1987) in the Como area. From the lithological analysis of the erratics the area of provenance of the glaciers has been inferred as well as it has been evaluated the influence of these latter on the depositional pattern in the studied area. The most abundant lithotypes come from Val Chiavenna. Provenance from Valtellina is subordinate. The Prato Fortunato Formation (Upper Pleistocene-Holocene ?) is to be connected with the activity of the glacier set in the glacial cirque SE of Pizzo Sasso Canale. It is not possible to correlate these deposits with the ones of the Pian del Tivano Formation in that a direct contact between the two units has not been observed. The postglacial Unit (Holocene) comprises all the deposits which are subsequent to the final retreat of the glaciers in the area. Besides a strong activity along the slopes, evidence of lacustrine deposits 10 m higher than the present level of the lake have been observed.

Parole chiave: Pleistocene superiore, Depositi continentali, Lombardia, Lago di Como
Key-words: Upper Pleistocene, Continental deposits, Lombardia, Como Lake

1. INTRODUZIONE

L'area studiata è posta nella parte nord occidentale del Lago di Como (provincia di Como) ed interessa alcune valli del versante idrografico destro del alto Lario. In particolare sono state comprese la Val di Sorico, La Val S. Vincenzo, e le parti terminali delle Valli di Livo e di Liro tutte chiuse tra il Lago di Como ed il M. Berlinghera (1930 m), il dal Pizzo Sasso Canale (2325 m), il M. Sasso Pelo (910 m) (Fig. 1). Questa zona non è mai stata oggetto di lavori specifici sui depositi quaternari, ma è stata interessata solo marginalmente da lavori a carattere generale (Penk & Bruckner, 1909; Sacco, 1936; Nangeroni, 1969, 1974; Jackli *et al.*, 1974; Hantke, 1983).

Il substrato è stato studiato principalmente da Heitzmann (1975, 1987) che ha riconosciuto le seguenti unità strutturali (da nord verso sud): Falda Adula, Zona di Paina e Zona Bellinzona-Dascio appartenenti alle Pennidi; Tonalite di S. Iorio appartenenti alle Plutoniti terziarie; Scisti del Tonale appartenenti alle Austridi; Linea Insubrica; Sudalpino.

La Linea Insubrica è in realtà costituita da una famiglia di faglie associate verso nord ad una zona di

miloniti formatesi in condizioni di basso e medio grado (Heitzmann, 1987) che testimoniano uno scorrimento verso sud del blocco centroalpino su quello sudalpino con una componente di scorrimento destro. Inoltre è stata riconosciuta una dislocazione più tardiva chiamata Faglia del Tonale legata quasi esclusivamente a movimenti verticali di qualche chilometro con componente orizzontale trascurabile.

A sud di questa linea si trova il Sudalpino composto prevalentemente da gneiss con lenti di anfibolite, la cui età è generalmente considerata pre-alpina (Hamet & Albarede, 1973). Sovrapposti stratigraficamente e tettonicamente si trovano, nella zona, dei lembi di copertura sedimentaria, permo-triassica pinzata lungo la Linea Insubrica come il M. Sasso Pelo (Fumasoli, 1974) composta da calcari e dolomie, estremamente brecciati, appartenenti alle Alpi calcaree meridionali.

A nord della Linea Insubrica affiora il Complesso Nordalpino, a cui appartengono due unità gneissiche chiamate Zona di Bellinzona-Dascio a sud e Falda Adula a nord, separate dalla Zona di Paina composta prevalentemente da carbonati più o meno ricchi in Ca-silicati. La Falda Adula è composta da gneiss in parte migmatitici, la Zona Bellinzona-Dascio da paragneiss

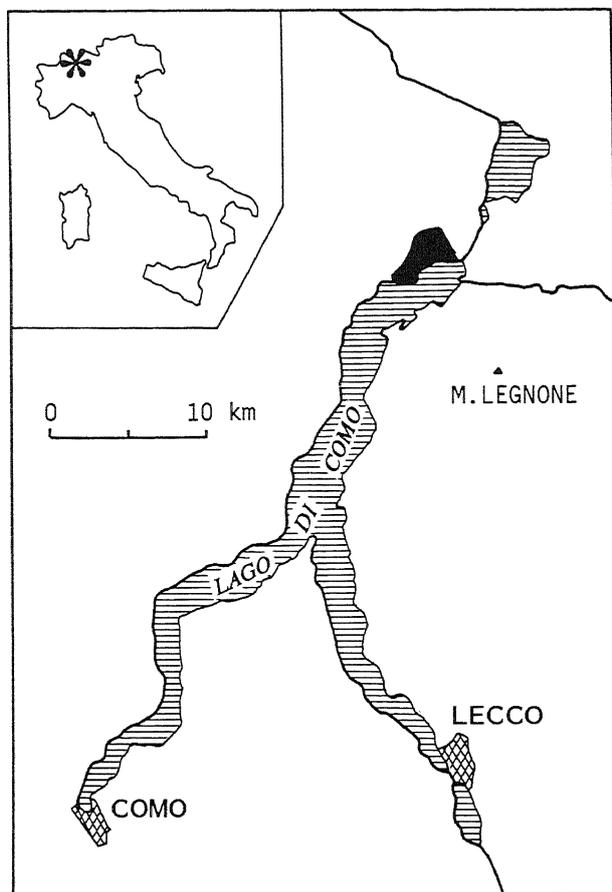


Fig. 1 - Lago di Como con l'ubicazione dell'area studiata.
Como Lake with the location of the studied area.

fortemente foliati. Associate a queste due unità si ritrovano delle grosse lenti di anfibolite con struttura massiccia. Strettamente a contatto con la parte nord della Linea Insubrica, affiorano gli Scisti del Tonale composti da scisti fortemente laminati con pegmatiti e marmi, considerati di pertinenza australpina.

La tettonica di questa area definita di "radice" (Heitzmann, 1987) è prevalentemente verticale e tende ad orizzontalizzarsi verso nord (Val Chiavenna) ove si osservano i lembi di copertura mesozoica della Falda Tambò.

Le intrusioni terziarie appartengono al Plutone del Massiccio Val Masino-Bregaglia (Tonalite di S. Iorio) (Weber, 1957) intrusa tra la Linea Insubrica e la Zona Bellinzona-Dascio, ed al Granito di S. Fedelino intruso nella zona di Novate Mezzola, di cui si ritrovano dei filoni e dicchi anche sul versante destro idrografico della Val Chiavenna.

2. UNITÀ QUATERNARIE RICONOSCIUTE

Nell'area in studio sono state riconosciute tre unità stratigrafiche chiamate Alloformazione di Pian del Tivano, Alloformazione di Prato Fortunato e Unità postglaciale.

Per la cartografia dei depositi sono state utilizzate le unità Allostratigrafiche e per l'inserimento degli stessi nell'evoluzione deposizionale dell'area del Lago di Como e dei suoi anfiteatri sono state usate le unità Diacroniche. (INQUA, circ. 11/12 1976, 13 1978, 14/15/16 1979, 17/18/19 1980, 20/21 1981; Bini, 1987).

Il riconoscimento delle due Alloformazioni dell'Unità sedimentaria, definite secondo caratteri litologici, morfologici e geometrici, ha permesso di caratterizzare i depositi quaternari dell'area da un punto di vista sedimentario e di elaborarne una carta geologica (carta allegata). L'Unità postglaciale non è stata formalizzata come le altre due in quanto nella definizione di Alloformazione è prevista la presenza di un limite superiore. Questo limite è difficilmente definibile in una unità che raccoglie depositi derivanti da processi ancora attivi. Quindi, pur essendo stata rilevata con gli stessi principi utilizzati per le alloformazioni, è stata denominata semplicemente "unità".

2.1 Alloformazione di Pian del Tivano

2.1.1 Litologia

Questa Unità è stata definita per la prima volta da Bini (1983) nello studio del Pian del Tivano (Como), per designare i depositi originatisi durante l'ultimo Episodio glaciale. Dal punto di vista litologico è composta da *till* di ablazione, *till* di alloggiamento, *till* di colata, depositi lacustri, depositi di contatto glaciale e depositi di versante.

Le evidenze della massima espansione dell'Episodio glaciale corrispondente a questa unità non sono particolarmente marcate, a differenza di quanto si osserva nelle zone meridionali del lago o negli anfiteatri al margine con la pianura (Bini, 1983, 1987; Boverini, 1989). Infatti sul versante sud del M. Berlinghera, sopra l'Alpe Pescedo si trova un cordone morenico (1685 m) che, pur rappresentando l'elemento deposizionale a quota più elevata, presenta un risalto morfologico molto ridotto. Solamente presso l'Alpe Gigiai (q. 1630 m) e a quota 1640 m, a nord della Bocchetta di Graglio, sono presenti dei cordoni di particolare risalto morfologico. L'unico affioramento si osserva a quota 1610, tra l'Alpe di Mezzo e l'Alpe Gigiai (Fig. 4a) e viene interpretato come un *till* di ablazione con tracce di risedimentazione coperto da colluvio. A quote inferiori, lungo i versanti, si osservano altri spaccati (di dimensioni minori) che presentano gli stessi caratteri.

Tra l'Alpe di Mezzo e l'Alpe Pescedo a quota 1530 m è compreso un pianoro costituito nella sua parte esterna da depositi glaciali. All'interno affiorano, in corrispondenza dell'incisione di un piccolo torrente, torbe intercalate a depositi di versante. Fasce di detrito e depositi di frana interessano i versanti ai lati del pianoro (Fig. 3). Questa situazione è stata causata dallo sbarramento di una valletta da parte del ghiacciaio durante le prime fasi di ritiro; di conseguenza si è venuto a formare

un lago riempito in parte da depositi lacustri ed in parte da depositi di versante. Una data ^{14}C effettuata sul materiale organico delle torbe, campionato a 1,5 m di profondità, ha fornito un'età di 1000 ± 75 anni BP (GX15521) e indica perciò che l'attività lacustre si è protratta fino in epoca storica.

Lungo tutti i versanti, a partire dai depositi della massima espansione glaciale fino alla quota di circa 800 m, si osservano cordoni morenici che sottendono piccole piane costituite da depositi lacustri o fluvio-glaciali di dimensioni nettamente minori rispetto a quella dell'Alpe di Mezzo.

A quota 780 m, nell'impluvio della Valle di Fodeccia (nord di Bugiallo) si rinviene un deposito costituito da un *till* di ablazione sovraconsolidato per un'ulteriore avanzata del ghiacciaio (Fig. 2d). Sul versante E della valle è presente un corpo sedimentario terrazzato la cui scarpata è alta qualche metro, posto alla stessa quota del *till* precedente, composto da sabbia media e grossolana, in lamine pianoparallele, sovraconsolidata e deformata. Tale deposito è interpretabile come un deposito di contatto glaciale successivo alla deposizione del *till* di ablazione, grazie alla posizione esterna rispetto al deposito della Valle di Fodeccia e alla quota identica.

Depositi di contatto glaciale sono presenti prevalentemente a quote minori in corrispondenza di una serie di terrazzi ed in particolare nella zona di Vercana-Domaso associati a *till* di ablazione e di alloggiamento. I rapporti tra questi differenti depositi sono visibili in alcuni spaccati di origine antropica (Figg. 2b e 2c). In alcuni di questi profili si osserva nei *till* di ablazione sommitali una orientazione dei ciottoli allungati parallelamente al versante a testimoniare un lento movimento del deposito lungo il versante stesso. Un altro deposito di contatto glaciale affiora in uno spaccato artificiale (284 m) in località Folciano lungo la strada che da Gera Lario porta a Aurogna. Tra il versante e la superficie del ghiacciaio si sono deposte inizialmente le sabbie fluviali basali poi ripiegate per una avanzata del ghiacciaio, a cui è seguita una fase di erosione e la successiva deposizione di materiale più grossolano. L'intero deposito è ulteriormente ripiegato per una successiva deformazione dovuta al collasso del deposito durante o dopo il ritiro del ghiacciaio (Fig. 2e).

Lungo la strada per Albonico, nella parte ad est della zona in esame (q. 335), i lavori per la sistemazione della strada e del metanodotto, ad essa parallelo, hanno messo in luce alcuni spaccati di un certo interesse. La Figura 2g mostra un deposito fluvio-glaciale su cui si è depositato un *till* di colata. L'intera sezione si presenta sovraconsolidata e all'interno del *till* di colata si osservano delle strutture riconducibili a deformazioni di taglio. Il deposito fluvio-glaciale indica una posizione più arretrata del ghiacciaio; successivamente, durante un'avanzata, viene depositato il *till* di colata sovraconsolidato con il livello sottostante quando il ghiacciaio ha raggiunto e sopravanzato il deposito.

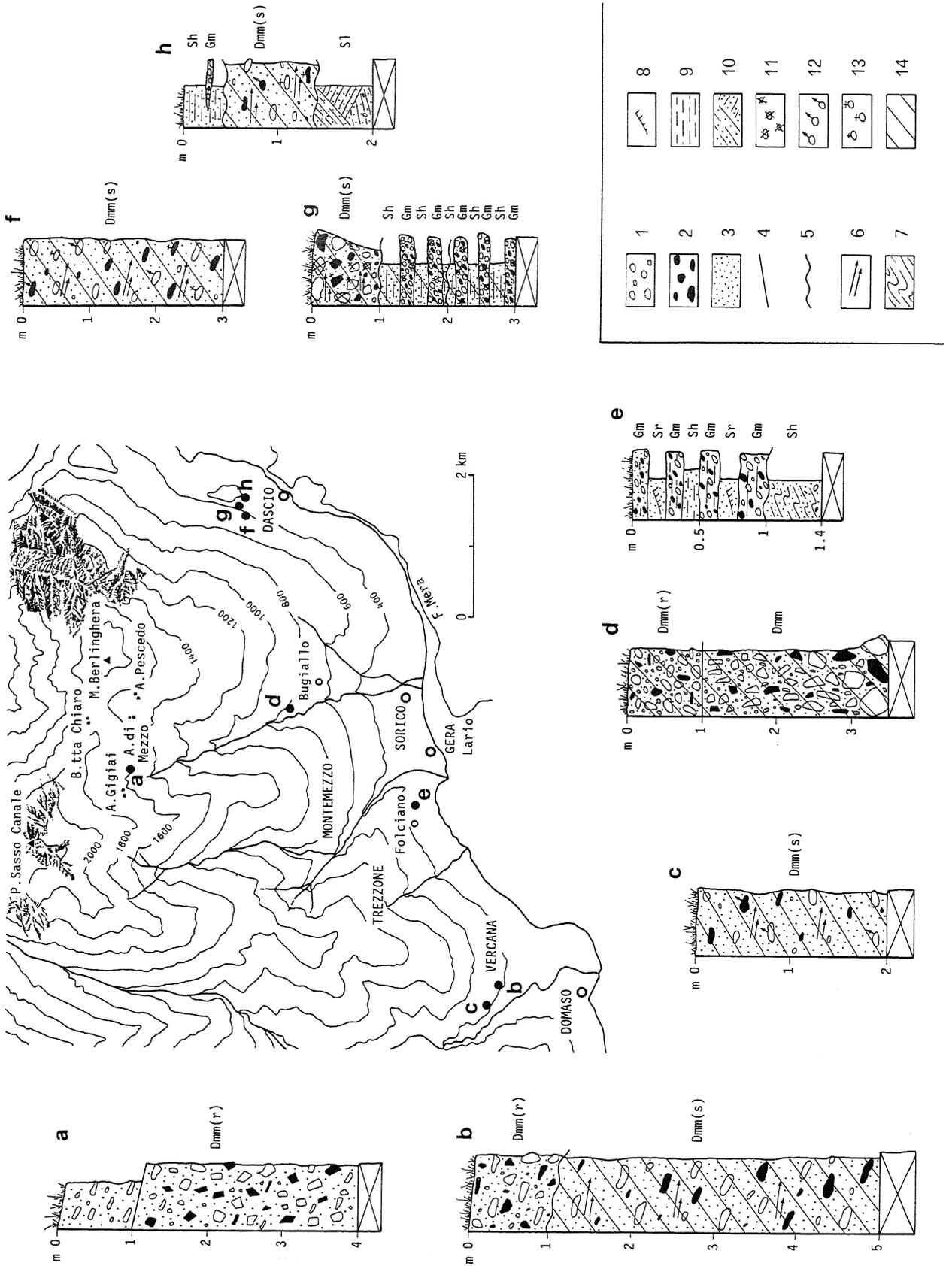
Lungo la strada è stata rilevata una sezione, da cui sono stati descritti due profili a pochi metri l'uno dall'altro, e molto vicina al profilo precedente. Il primo profilo (Fig. 2f) si osserva in corrispondenza di un *till* di alloggiamento, il secondo invece (Fig. 2h) illustra un *till* d'alloggiamento compreso tra due livelli di sabbie fluvio-glaciali. Non sono visibili i rapporti tra i due profili, ma è possibile ipotizzare una corrispondenza stratigrafica tra i *till* di alloggiamento dei due profili. Il deposito sabbioso con lamine orizzontali del livello superiore (Fig. 2h) è stato sicuramente depositato dopo il *till* di alloggiamento. Il deposito sabbioso con lamine oblique del livello inferiore invece manca della sovraconsolidazione che avrebbe subito se depositato precedentemente al *till* di alloggiamento. È possibile che questo livello sia legato all'esistenza di un canale subglaciale attivo durante la deposizione del *till* di alloggiamento.

Litologicamente tutti i depositi della Alloformazione di Pian del Tivano sono composti in massima parte da materiale metamorfico, che ha reso impossibile l'utilizzo dell'alterazione come carattere diagnostico. Grazie alla facile alterabilità di questi litotipi si osservano dei presunti fronti di alterazione anche ad alcuni metri di profondità, con livelli di ossidazione sia nella matrice sia nei ciottoli. In generale si è notato che i depositi più alterati sono quelli che presentano una maggiore porosità (*till* di ablazione) e quindi una maggiore presenza di acqua. Nelle zone ove la percolazione è minore (*till* di alloggiamento) l'alterazione e l'ossidazione mancano o sono limitate a particolari orizzonti.

2.1.2 Morfologia

Sul versante sud del M. Berlinghera si osserva un cordone (1685 m) che, pur rappresentando il deposito a quota maggiore, presenta un risalto morfologico minimo. Infatti, come già detto, i depositi della massima espansione presentano volumi ben minori rispetto ai depositi delle aree sud del lago o degli anfiteatri. Presso l'Alpe Gigiai (q. 1630) i cordoni sottendono alcuni pianori di piccole dimensioni, occupati da torbiere. Si tratta di piccoli bacini lacustri che hanno continuato ad evolversi anche dopo il ritiro del ghiacciaio. Attualmente vengono allagati solamente durante i periodi di pioggia intensa o per fusione della neve durante i mesi primaverili. Non è l'unica situazione di questo tipo, molti cordoni presentano un piccolo pianoro verso monte; le dimensioni sono modeste (massimo 100 m di lunghezza e 50 m di larghezza) e molti di questi pianori sono debolmente inclinati verso un'apertura nel cordone. Si tratta di depositi fluvio-glaciali e lacustri proglaciali che raccoglievano le acque di scorrimento superficiale del ghiacciaio. Alcuni esempi particolarmente chiari si ritrovano nella zona a nord di S. Bartolomeo (1200+1400 m) ove si ritrovano i cordoni morenici di maggior dimensione (10+20 m di altezza) di tutta la zona studiata.

A partire dalla massima espansione fino a quota



850 m tutti i versanti sono interessati da cordoni morenici evidenti e allineamenti di massi erratici che permettono di identificare, senza particolari difficoltà, i livelli raggiunti dai margini glaciali. Sotto questa quota, oltre ad una sottile copertura di materiale di ablazione, si ritrovano solamente erratici sparsi e lembi di terrazzi conservati. Questo differente comportamento può venir ricondotto ad una diminuzione drastica dei materiali portati in carico dal ghiacciaio stesso, oppure ad una maggiore erosione dei depositi sotto questa quota. Lungo tutti gli assi vallivi i versanti presentano una forte energia che non consente la conservazione di materiali sciolti, tanto che presentano tuttora una forte instabilità con frane e fasce di detrito generalizzate.

Negli avvallamenti tra i dossi in roccia sul versante S del M. Berlinghera, presso l'Alpe Peledo, si trovano tre piccoli pianori alle quote di 680, 710 e 760 m la cui origine si può riferire allo sbarramento delle vallette da parte del ghiacciaio, durante le fasi di ritiro, ed alla conseguente formazione di piccoli laghi marginali (Fig. 4).

L'esempio più evidente di sbarramento glaciale è comunque quello che ha portato alla formazione del Pian dei Gorghi a nord di Gravedona tra gli abitati di Livo e Peglio (Fig. 5). Si tratta di un pianoro di forma circa rettangolare, disposto NE-SW, Tra il versante sud del Monte La Motta e il versante nord del Monte Sasso Pelo. Attualmente presenta al suo interno una grossa vasca di contenimento per l'acqua che viene usata da una centrale elettrica a Gravedona, ma questo grosso intervento antropico non impedisce l'analisi della morfologia (l'assenza di affioramenti o spaccati impedisce l'analisi della litologia e delle facies).

Il piano è sbarrato verso NE da un cordone morenico integro per tutta la sua lunghezza e verso SW da un'altro cordone morenico che presenta un grosso intaglio, nella parte a nord, sottolineato da una serie di terrazzi ed indicante l'esistenza di uno scaricatore glaciale. L'intero piano presenta una blanda inclinazione verso SW che presumibilmente indica il verso dello svuotamento. Ove il cordone di SW si allaccia al versante del

Sasso Pelo, si trovano due terrazzi, a quote differenti, con il verso della pendenza rivolta verso il centro del piano.

L'evoluzione del Pian dei Gorghi è legata inizialmente allo sbarramento da entrambi i lati del pianoro da parte del ghiacciaio con la formazione dei due cordoni morenici che chiudevano un lago. Il successivo ritiro ha fatto mancare il sostegno del cordone di SW che è stato sfondato dalle acque, formando uno scaricatore che ha funzionato fino al completo ritiro del ghiacciaio.

Al disotto dei 300 m di quota si osserva solo una successione di terrazzi che la forte antropizzazione ha profondamente modificato rendendo impossibile le correlazioni.

In una possibile ricostruzione paleogeografica della massima espansione raggiunta dal ghiacciaio durante l'Episodio corrispondente alla Alloformazione di Pian del Tivano ci si deve basare, oltre che sui dati di campagna, anche su alcune considerazioni relative alla dinamica generale di un ghiacciaio vallivo. Sul versante S del M. Berlinghera è presente un cordone morenico, ben conservato, alla quota di 1685 m, più elevato rispetto i cordoni dell'Alpe Gigiai (1630 m), appartenenti anch'essi alla massima espansione glaciale, e 30 m più alto della sella della Bocchetta Chiaro. Inoltre anche in aree adiacenti a quella in oggetto ed in particolare sul versante S del M. Bassetta, che compone la parte terminale del versante destro della Valtellina a nord del Pian di Spagna, sono presenti le evidenze della massima espansione glaciale ad una quota di 1680 m, in accordo con i dati del M. Berlinghera. Lungo tutta l'area del lago (con esclusione della zona di anfiteatro) la ricostruzione della pendenza media del margine destro del ghiacciaio durante la massima espansione glaciale ha dato valori intorno al 2% (Bini, 1983; Boverini, 1989). In effetti, legando le quote dei cordoni dell'Alpe Gigiai con quelli della zona della Tremezzina e del Pian del Tivano si ottengono valori prossimi a questo. Invece la pendenza media ricostruibile Tra il M. Berlinghera ed l'Alpe Gigiai è del 6% circa, almeno 3 volte maggiore al resto dell'area del lago. Durante la fase di massima espansione il ghiacciaio proveniente dalla Val Chiavenna entrava nella valle del Lario, unendosi al ghiacciaio proveniente dalla Valtellina, alla quota di 1680 m (transetto M. Berlinghera-M. Bassetta). Il lato destro del ghiacciaio della Valtellina e quello sinistro del ghiacciaio della Val Chiavenna unendosi costituivano la parte centrale del ghiacciaio Lariano che di conseguenza doveva avere una quota maggiore rispetto ai due lati del ghiacciaio. E' quindi possibile che la geometria assunta dal ghiacciaio dopo la confluenza abbia provocato la brusca perdita di quota tra il M. Berlinghera e l'Alpe Gigiai, lato destro del ghiacciaio del Lago di Como. La Bocchetta Chiaro (quota 1660 m) è una sella posta tra il M. Berlinghera ed il Pizzo Sasso Canale che si è trovata, secondo la ricostruzione della massima espansione glaciale, ad almeno 30 m più in basso del ghiacciaio. Presenta tracce di

←

Fig. 2 - Profili dei depositi della Alloformazione di Pian del Tivano. La terminologia di facies adottata è quella proposta da Eyles *et al.* (1983) e Miall (1984). 1) ciottoli composti da litologie locali; 2) ciottoli composti da litologie esotiche; 3) sabbia; 4) limite netto; 5) limite erosivo; 6) presenza di piani di scivolamento all'interno della matrice; 7) livelli ripiegati; 8) *ripple mark*; 9) laminazioni pianoparallele; 10) laminazioni incrociate; 11) ciottoli alterati; 12) ciottoli striati; 13) ciottoli con patine di ossidazione; 14) livelli sovraconsolidati.

Stratigraphic sections of the "Alloformazione di Pian del Tivano" deposits. The adopted terminology of facies is that of Eyles et al. (1983) and Miall (1984). 1) pebbles composed by local lithologies; 2) pebbles composed by exotic lithologies; 3) sand; 4) cut limit; 5) erosive limit; 6) presence of shear planes inside the matrix; 7) folding levels; 8) ripple mark; 9) parallel laminations; 10) crossed laminations; 11) altered pebbles; 12) striated pebbles; 13) oxidized skin pebbles; 14) overloaded levels.

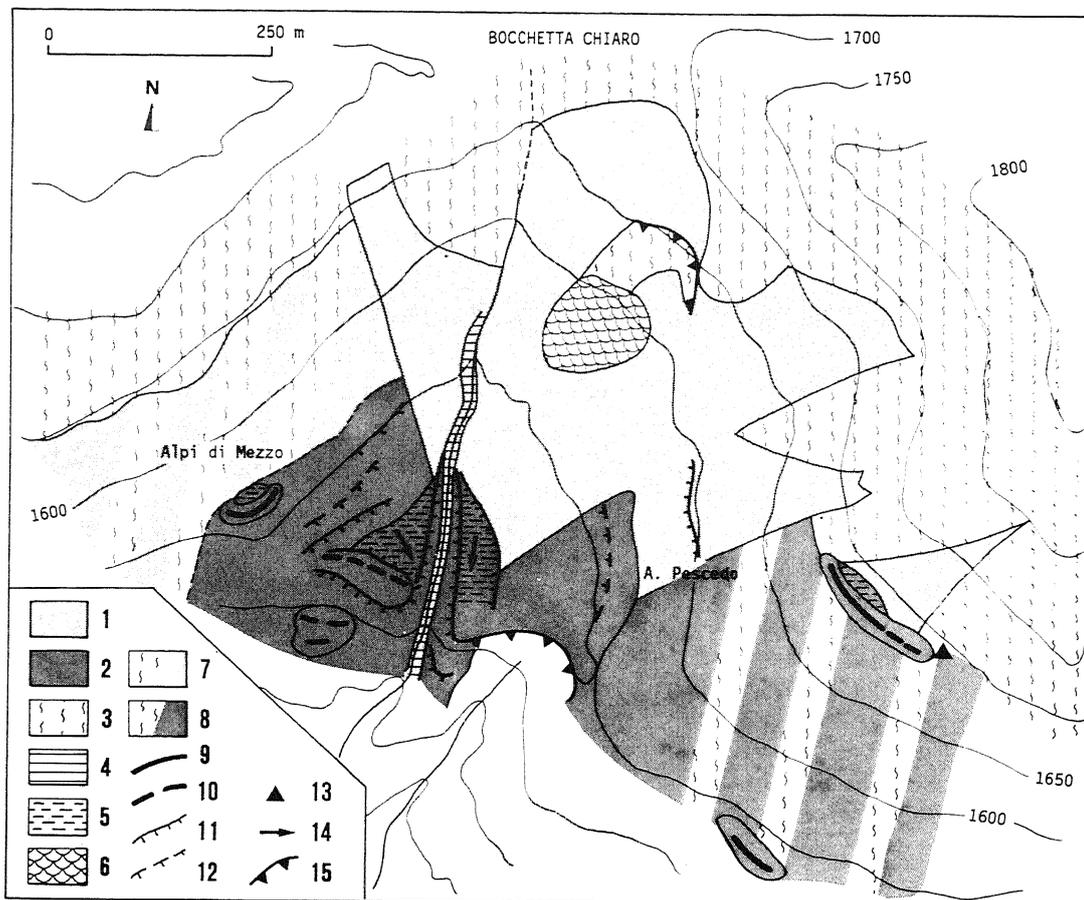


Fig. 3 - Carta geologica schematica dell'area tra l'Alpi di Mezzo e l'Alpe Pescedo (versante ovest del M. Berlinghera). 1) unità postglaciale (senza sovrassegni = facies di versante, colluvio); 2) Alloformazione di Pian del Tivano (senza sovrassegni = facies di ablazione); 3) substrato indifferenziato; 4) facies fluviali e fluvioglaciali; 5) facies lacustri e palustri; 6) depositi di frana; 7) materiali dell'Unità postglaciale di piccola spessore con substrato subaffiorante; 8) materiali dell'Alloformazione di Pian del Tivano di piccola spessore con substrato subaffiorante; 9) cordone morenico; 10) cordone morenico morfologicamente poco evidente; 11) orlo di terrazzo; 12) orlo di terrazzo morfologicamente poco evidente; 13) masso erratico significativo; 14) verso e direzione di pendenza dei piani; 15) nicchia di distacco di frana.

Geologic schematic map of the area between Alpi di Mezzo and Alpe Pescedo (west side of Berlinghera Mt.). 1) postglacial unit (without symbols = slope facies, colluvium); 2) Alloformazione di Pian del Tivano (without symbols = ablation facies); 3) undefined bedrock; 4) fluvial and fluvioglacial facies; 5) lacustrine and marsh facies; 6) landslide deposits; 7) postglacial unit deposits of small thickness with subemergent bedrock; 8) Alloformazione di Pian del Tivano deposits of small thickness with subemergent bedrock; 9) moraine ridges; 10) moraine ridges with a scarce morphological evidence; 11) terrace border; 12) terrace border with scarce morphological evidence; 13) erratic boulder; 14) direction and versus of the planes; 15) landslide scarp.

montonatura, ma non si trovano depositi riconoscibili come glaciali. Per poter ipotizzare una trasfuga del ghiacciaio attraverso questa sella è necessario che il ghiacciaio della Val Chiavenna, durante la fase di massima espansione, abbia raggiunto una quota di almeno 100 m più alta della sella stessa. In ogni caso non è possibile essere certi della trasfuga poiché le forti pendenze dei versanti N del M. Berlinghera e del Pizzo Sasso Canale non hanno permesso la conservazione dei depositi. Le tracce di montonatura nella zona della sella possono essere dovute sia alla trasfuga che a fasi glaciali precedenti. Per quanto riguarda le fasi di ritiro non è possibile ricostruire la paleogeografia del ghiacciaio in quanto le evidenze sono troppo frammentarie. Solo durante le ultime fasi di ritiro il Monte Sasso Pelo (906 m), ha costituito un *nunatak* che è rimasto tale fino alla formazione del Pian dei Gorgi (650 m).

2.2 Alloformazione di Prato Fortunato

La Alloformazione di Prato Fortunato è composta da depositi formati da materiali provenienti da un circo glaciale locale posto sul versante SE del Pizzo Sasso Canale (2325 m). Attualmente il circo non presenta al suo interno né un ghiacciaio né un nevaio permanente. Non è stato possibile rilevare nessun profilo di dettaglio in quanto non sono stati osservati affioramenti di spessore sufficiente. Comunque da un punto di vista strettamente litologico le piccole sezioni presenti hanno messo in evidenza l'esistenza di *till* di ablazione e da depositi fluvioglaciali.

La morfologia di questa Alloformazione è particolarmente evidente. In base alla posizione delle morene della Alloformazione di Prato Fortunato e delle morene della Alloformazione di Pian del Tivano presso l'Alpe

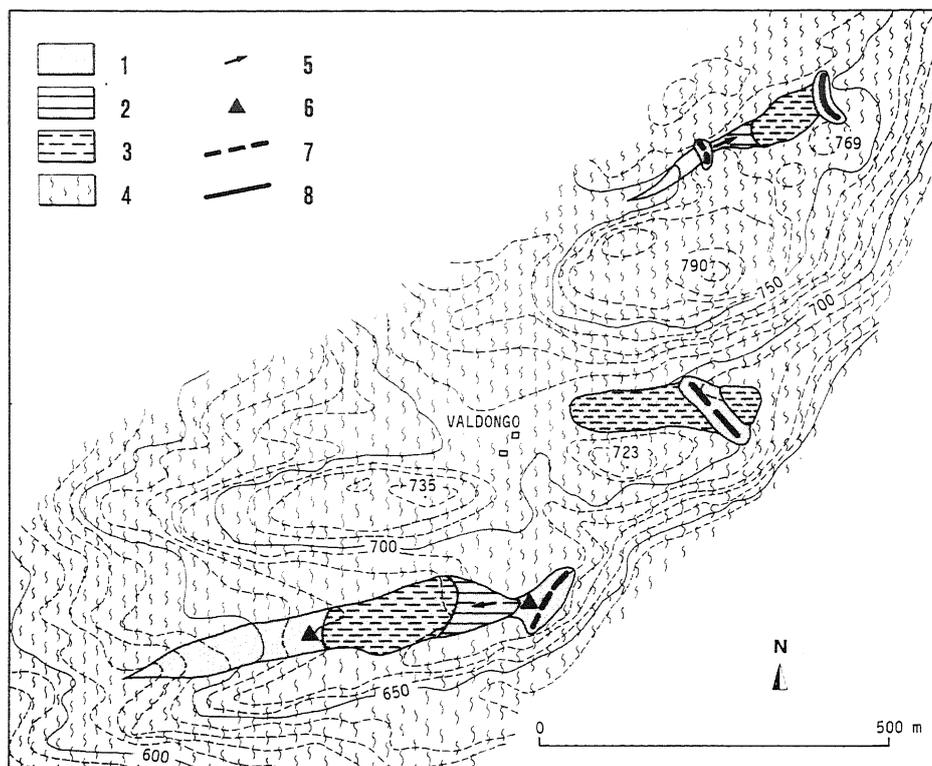


Fig. 4 - Carta geologica dell'area ad est dell'Alpe Peledo (versante sud del M. Berlinghera) ove sono presenti dei depositi lacustri, appartenenti all'Alloformazione di Pian del Tivano, originatisi per sbarramento glaciale. 1) deposito di ablazione; 2) facies fluviali e fluvio-glaciali; 3) facies lacustri o palustri; 4) substrato roccioso indifferenziato; 5) verso di pendenza dei piani; 6) masso erratico significativo; 7) cordone morenico morfologicamente poco evidente; 8) cordone morenico ben evidente.

Geological map of the eastern area of Alpe Peledo (southern side of Berlinghera Mt.) where there are lacustrine deposits of Alloformazione di Pian del Tivano, originated by glacial damming. 1) Alloformazione di Pian del Tivano (ablation deposits); 2) fluvial and glaciofluvial facies; 3) lacustrine and marsh facies; 4) undefined bedrock; 5) direction and versus of the planes; 6) erratic boulder; 7) moraine ridges with scarce morphological evidence; 8) moraine ridges.

Gigiai, viste in precedenza, i due ghiacciai, locale e del Lago di Como, non sono venuti in coalescenza durante l'ultimo Episodio glaciale (Fig. 6). La continuità dei depositi dell'Alpe Gigiai, appartenenti all'Alloformazione di Pian del Tivano, sono invece interrotti dalla piana fluvio-glaciale della unità locale e da quella fluviale dell'Unità postglaciale.

Nella Figura 7 sono riportate le "unità morena" (Bini, 1987) riconosciute in questa formazione. La traccia più esterna della Alloformazione di Prato Fortunato è un cordone poco evidente che scende fino a quota 1715 (morena 1) tra due piccoli torrenti che ne hanno eroso i fianchi e solamente nella zona prossima all'apparato sembra conservare parte della forma.

Gli altri cordoni sono molto più evidenti, a 1750 m si rinviene un cordone terminale più interno a cui seguono, verso il centro dell'apparato, altri quattro cordoni. Tutti i cordoni terminali sono molto ravvicinati ed in soli 50 m di dislivello è possibile osservarne cinque. Lungo il versante sinistro della valle si rinviene un cordone laterale (morena 1-5) che si estende dalla quota 2000 alla quota 1800. All'esterno non si ritrovano tracce di azione glaciale e la morfologia generale è riconducibile ad

un'ambiente periglaciale. Questo cordone presenta una cresta doppia nella parte centrale e sembra continuare con una sola cresta fino a quota 1790 ove gira verso il centro della valle formando un cordone terminale (morena 5). Parallelamente alla morena 1-5 si trova un cordone laterale destro più interno (morena 6) che si estende da quota 2020 a quota 1860. La parte sinistra dell'apparato glaciale è composta, nella parte più esterna, da un cordone laterale (morena 1-2) e tra le quote 1800 e 1850 dal cordone laterale (morena 6). La parte più interna alle morene è costituita dal materiale di questa unità eroso e trasportato dall'attività delle acque superficiali e dalla gravità.

La valle occupata da questa unità, forma, a partire dal circo glaciale, una blanda "esse" la cui parte mediana presenta una asimmetria spiccata con il versante destro a maggiore pendenza ed orientato verso est. Quindi il ghiacciaio, durante le fasi di ritiro, occupava una porzione della valle sempre minore, ma mentre sul versante sinistro i cordoni si sono formati sempre a minore distanza dal centro della valle, sul versante destro il ghiacciaio, controllato dalla topografia del versante, formava un cordone unico composto da più unità sovrapposte.

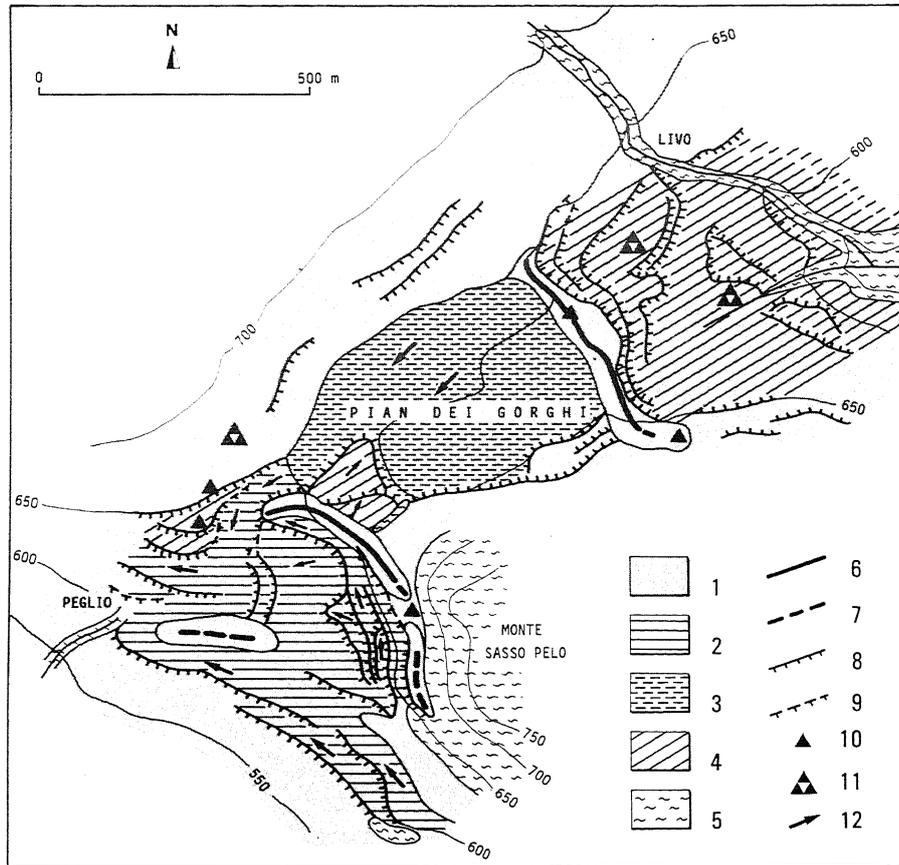


Fig. 5 - Carta geologica schematica dei depositi glaciali, appartenenti all'Alloformazione di Pian del Tivano, dell'area del Pian dei Gorghi (a nord del M. Sasso Pelo). 1) depositi di ablazione; 2) facies fluviali e fluvioglaciali; 3) facies lacustri e palustri; 4) facies di contatto glaciali; 5) substrato roccioso indifferenziato; 6) cordone morenico evidente; 7) cordone morenico morfologicamente poco evidente; 8) orlo di terrazzo evidente; 9) Orlo di terrazzo morfologicamente poco evidente; 10) masso erratico significativo; 11) gruppo di massi erratici; 12) verso di pendenza dei terrazzi e dei piani.

Geological schematic map of Pian dei Gorghi area (northern side of Mt. Sasso Pelo). 1) Alloformazione di Pian del Tivano ablation deposits; 2) fluvial and fluvioglacial facies; 3) lacustrine and marsh facies; 4) glacial contact facies; 5) undefined bedrock; 6) moraine ridges; 7) moraine ridges with scarce morphological evidence; 8) terrace border; 9) terrace border with scarce morphologically evidences; 10) erratic boulder; 11) erratic boulder groups; 12) direction and versus of the planes.

2.3 Unità postglaciale

In questa unità vengono compresi tutti i depositi sedimentari formati dopo il definitivo ritiro del ghiacciaio dall'area studiata, esclusi i depositi appartenenti all'Alloformazione di Prato Fortunato. Da un punto di vista strettamente litologico in questa unità sono stati osservati depositi fluviali, depositi deltizi, depositi lacustri e depositi di versante.

Nell'area del Lago di Como l'unica datazione relativa alla deglaciazione è quella effettuata nella località S. Abbondio nella città di Como (Castelletti & Orombelli, 1986) ove alcuni legni di conifera (Larice o Abete rosso), ritrovati in una perforazione all'interno di depositi lacustri appoggiati sul *till* di origine glaciale stratigraficamente più alto, hanno fornito un'età di 11730 ± 180 BP, al passaggio tra il Drias II e l'interglaciale Ålleröd. Infatti in base a questa data gli autori hanno ipotizzato che il ghiacciaio abduano doveva essersi ritirato completamente dalla piana di Como a

partire dall'Ålleröd. La mancanza di datazioni sulla posizione del ghiacciaio nella valle del Lago di Como durante il Drias recente non permette di escluderne la presenza e quindi l'Unità postglaciale rilevata in quest'area deve essere considerata esclusivamente olocenica.

I depositi fluviali all'interno delle valli sono di entità estremamente ridotta e sono composti da materiale estremamente grossolano e poco organizzato e testimoniano il regime torrentizio di queste aste fluviali.

Nella parte alta del cono alluvionale di Domaso è presente, a 215 m di quota, un terrazzo allungato lungo il versante sinistro (Fig 8C), la cui superficie sommitale immerge verso NE. Nella parte a SW del terrazzo, uno scavo per la costruzione di abitazioni civili, ha esposto una sezione lunga circa 15 m che ha permesso di rilevare tre profili (Fig 8A). Le facies presenti indicano che il terrazzo è la testimonianza di un precedente cono alluvionale formatosi probabilmente appena dopo il ritiro del ghiacciaio dalla zona del lago e indica che in passato il Lago di Como aveva un livello di almeno 10 m al disopra

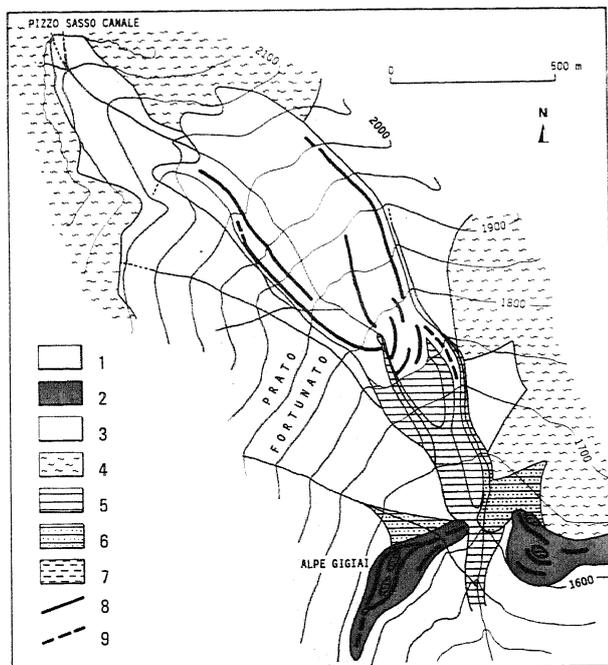


Fig. 6 - Carta geologica schematica dell'area a sud del Pizzo Sasso Canale. 1) unità postglaciale (senza sovrassegni = facies di versante); 2) Alloformazione di Pian del Tivano (senza sovrassegni = facies di ablazione); 3) Alloformazione di Prato Fortunato (senza sovrassegni = facies di ablazione); 4) substrato roccioso indifferenziato; 5) facies fluvio-glaciali; 6) facies di conoide alluvionale; 7) facies lacustri; 8) cordone morenico evidente; 9) cordone morenico morfologicamente poco evidente.

Geological schematic map of the south area of Pizzo Sasso Canale. 1) postglacial unit (without symbols = slope facies and coluvium); 2) Alloformazione di Pian del Tivano (without symbols = ablation facies); 3) Alloformazione di Prato Fortunato (without symbols = ablation facies); 4) undefined bedrock; 5) fluvial and fluvio-glacial facies; 6) alluvial fan facies; 7) lacustrine facies; 8) moraine ridges; 9) moraine ridges with scarce morphological evidence.

di quello attuale.

Nella Figura 8A sono osservabili le 4 unità sedimentarie separate da superfici di erosione. Le unità sedimentarie a, b e c mostrano un'alternanza di sequenze di riempimento di canale costituite da ghiaie con sequenze di abbandono con sabbie laminate. La parte alta dei profili (unità sedimentaria d) è interessata esclusivamente da ghiaie embricate e gradate normalmente, che indicano una progradazione del cono verso il lago. Tali unità presentano un bassissimo angolo di inclinazione e rappresentano il *topset* di un delta, poi portato in emersione dall'abbassamento del livello lacustre. La giacitura delle embricature dei ciottoli componenti i livelli ghiaiosi (Fig. 2B) indica una direzione principale di flusso verso SSE e S, coincidente con quello del cono attuale, formatosi alla quota odierna del lago.

Anche qui, come in altre zone del lago (Bovarini, 1989), sono visibili tracce di un livello del lago di almeno 10 m superiore a quello attuale.

Attualmente sono presenti nella zona in esame tre grossi cono alluvionali ormai fortemente antropizzati (Fig. 9).

Il cono alluvionale di Domaso (a-a') è il più grande e presenta una forma prossima al semicerchio, con un

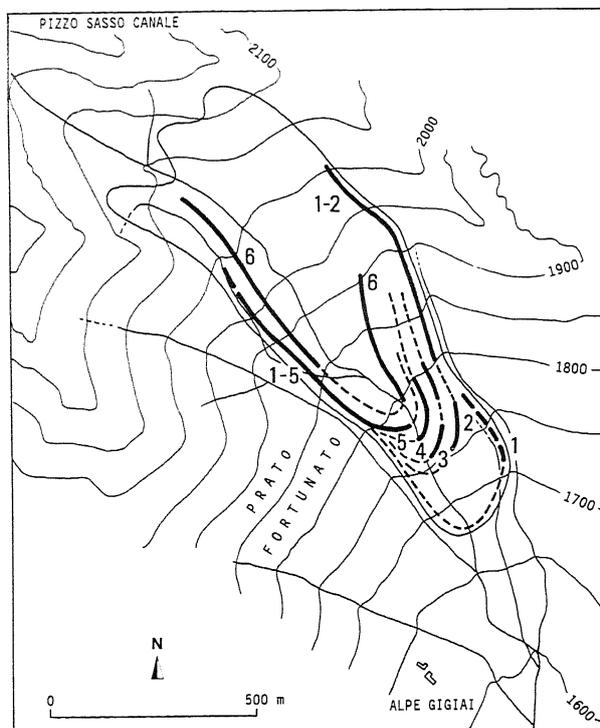


Fig. 7 - Carta delle unità morfologiche. Queste unità identificano la posizione della fronte del ghiacciaio durante le fasi di ritiro. Il tratto più spesso indica il cordone morenico, il tratteggio rappresenta la correlazione tra i vari cordoni secondo la possibile posizione della fronte del ghiacciaio; i numeri indicano gli stadi relativi di appartenenza dei vari cordoni.

Morphologic units map. The units identify the position of the glacier margin during the phase of the contraction. The bold line indicates the moraine ridges, the dashed line indicates the correlation between the various ridges according to the possible position of glacier margins; numbers indicate the stages of the various ridges.

raggio di 850 m, un dislivello dal punto di sbocco del Torrente Livo di 9 m e una pendenza media dell'1%, costituisce la parte subaerea di un grosso apparato deltizio che si spinge verso il centro del lago che in questo punto raggiunge i 120 m di profondità.

Il cono di Gera Lario (b-b') si apre alla foce del Fiume Mera e presenta un dislivello allo sbocco del Torrente S. Vincenzo di 60 m con un raggio di circa 500 m e una pendenza del 12%; tale pendenza indica che l'apparato è quasi esclusivamente subaereo e che si appoggia sui grossi apparati del Mera e dell'Adda.

Il cono di Sorico è doppio: infatti è presente un canale secondario nella parte bassa del Torrente Sorico che forma un cono più piccolo (c-c') e che rappresenta un vecchio corso del torrente, attualmente abbandonato, ma sicuramente attivo in epoca storica, almeno come canale di piena, in quanto il dislivello tra il canale abbandonato e quello attuale è di 1÷2 m ed è presente una diga in muratura che impedisce le esondazioni. Il cono alluvionale attuale (d-d') presenta un dislivello di 24 m, un raggio di 400 m e una pendenza del 6% ed è più grande di quello storico che presenta un dislivello di 35 m, un raggio di 350 m ed una pendenza del 10%.

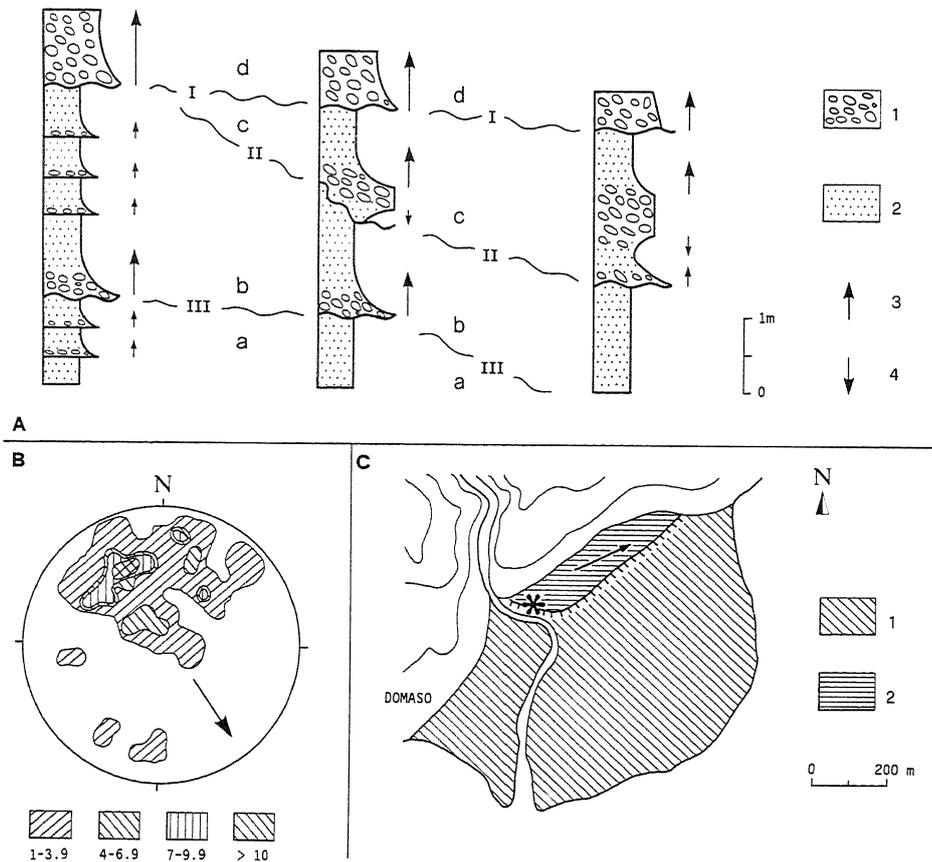


Fig. 8 - Analisi sedimentologica della sezione di Domaso. **A)** profili schematici dei depositi deltizi, 1) ghiaie embricate, 2) sabbie laminare, 3) gradazione diretta, 4) gradazione inversa. **B)** proiezione stereografica degli assi A dei ciottoli embricati, la freccia indica la direzione media dell'acqua. **C)** geometria del terrazzo in cui si apre la sezione: 1) conoide attuale, 2) area del terrazzo, la freccia ne indica il verso di pendenza e l'asterisco la posizione della sezione rilevata.

Sedimentologic analysis of the Domaso section. A) Schematic profile of delta deposits: 1) imbricated gravels, 2) laminated sand, 3) direct gradation, 4) inverse gradation. B) Stereographic projection of the imbricated pebbles A axis, the arrow indicates the mean water direction. C) Geometry of the Domaso terrace: 1) present delta, 2) terrace area. The arrow indicates the direction and dip of the terrace, the asterisk indicates the position of the section.

I depositi di versante sono presenti in tutta l'area. In particolare sono da citare le due principali fasce di detrito: la prima è situata nella parte alta del Torrente Sorico, sotto l'Alpe Gigiai ed è ancora in parte attiva e viene controllata attraverso il rimboscimento del versante. La seconda è localizzata lungo il corso mediano del Torrente S. Vincenzo, sul versante sinistro, nella zona di Montemezzo, ed è attiva (Heitzmann, 1975). Anche le frane sono presenti in tutta la zona; la maggior parte sono di piccola entità, ma alcune sono particolarmente pericolose, in quanto incidono direttamente sui corsi d'acqua. In epoca storica hanno creato non pochi problemi agli abitati presenti sui coni alluvionali.

L'attività gravitativa presente sui versanti ha una duplice causa: intensa erosione causata dai torrenti che stanno erodendo le testate delle valli e presenza faglie e zone di debolezza, legate alla Linea Insubrica.

I depositi lacustri sono limitati alla parte settentrionale del Lago di Como, tra il cono alluvionale di Gera Lario e quello di Sorico, dove il Torrente Mera sfocia nel lago. Sono la parte più occidentale del Pian di Spagna,

che rappresenta la piana deltizia del Fiume Adda.

3. EVIDENZE DI GLACIAZIONI PRECEDENTI

Nella zona non sono stati ritrovati depositi appartenenti ad Episodi glaciali precedenti al Complesso Glaciale del Pian del Tivano. La mancanza di questi materiali nella parte alta della valle del Lario può essere ricondotta ad una loro completa asportazione per erosione oppure al fatto che i ghiacciai precedenti non hanno mai raggiunto la quota raggiunta durante il Pleistocene superiore. Per quanto la prima ipotesi possa essere plausibile, vista la minima entità dei depositi che costituiscono la massima espansione della Alloformazione di Pian del Tivano la seconda è difficilmente accettabile in quanto osservando gli apparati glaciali allo sbocco delle valli del Lario (Riva, 1957; Bini, 1987) e lungo i versanti del Lago di Como (Bini, 1983; Boverini 1989) sono state ritrovate le evidenze sedimentarie di glaciazioni precedenti che raggiungevano quote maggiori dell'ultimo

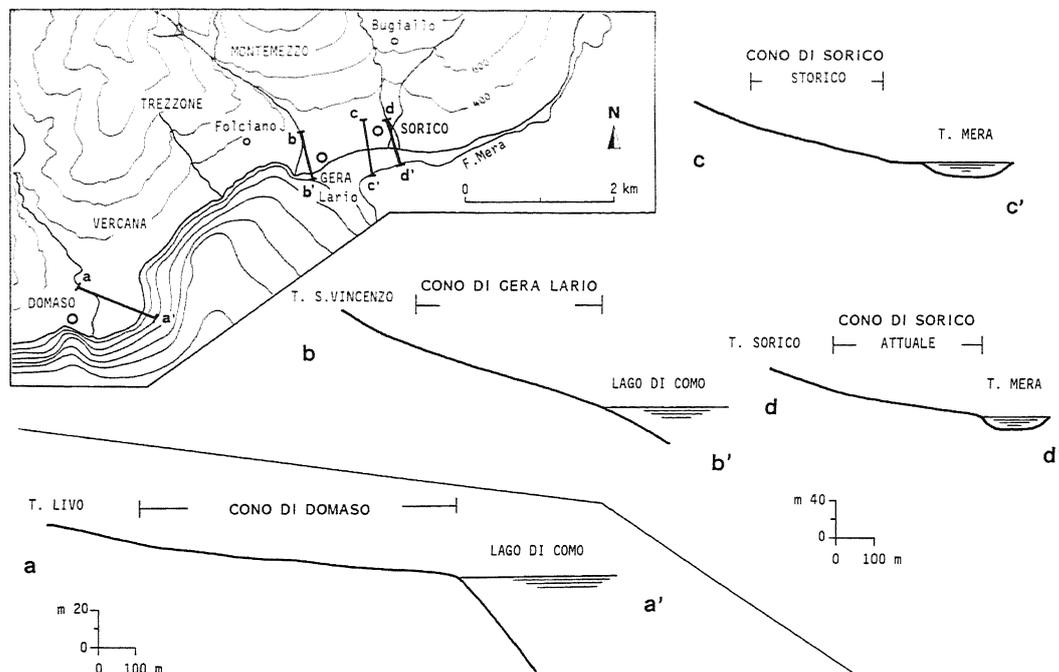


Fig. 9 - Profili topografici dei conoidi studiati. a-a') Conoide di Domaso, b-b') Conoide di Gera Lario, c-c') Conoide storico di Sorico, d-d') Conoide attuale di Sorico. Le scale sono tutte esagerate in quota per esprimere meglio le differenze geometriche.

Topographic profiles of the studied alluvial fans. a-a') Domaso alluvial fan, b-b') Gera Lario alluvial fan, c-c') Sorico historic alluvial fan, d-d') Sorico present alluvial fan. The vertical scales are all too exaggerated to properly show the geometric peculiarities.

evento. Perciò è plausibile che, anche nell'alto Lario, i ghiacciai più antichi raggiungessero quote maggiori anche se, nelle parti alte delle valli glacializzate, in genere, le differenze in quota tra le massime espansioni dei vari Episodi glaciali sono state di entità minore rispetto a quelle delle parti più basse della valle.

Benché manchino i depositi, alcune evidenze morfologiche suggeriscono la possibilità di definire un livello massimo raggiunto da questi ghiacciai. Sulle creste che compongono gli spartiacque tra le valli di Bares, S. Vincenzo e Sorico, intorno alla quota di 1870 m si osservano faccette triangolari (*ice-faceted spurs*), attribuite da alcuni autori (Bloom, 1978) all'erosione delle creste più sottili da parte dei ghiacciai. Il vertice superiore della faccetta triangolare dovrebbe rappresentare la massima quota in assoluto raggiunta dai ghiacci.

Un'altra possibile traccia di glaciazioni precedenti può essere la presenza di tracce di montonatura alla Bocchetta Chiaro (tra il M. Berlinghera ed il Pizzo Sasso Canale) che raggiungono i 1800 m di quota, più alte quindi dei depositi dell'ultima espansione glaciale.

4. OSSERVAZIONI SULLA PETROGRAFIA DEI DEPOSITI GLACIALI DELL'ALLOFORMAZIONE DEL PIAN DEL TIVANO

Lo studio dei depositi glaciali, nelle zone alpine e prealpine dove affiorano rocce di tipo metamorfico, ha sempre presentato delle difficoltà nel riconoscimento i

materiali trasportati dai ghiacciai da quelli di origine locale (Bini *et al.*, 1989).

Per quanto riguarda i depositi appartenenti alla Alloformazione di Pian del Tivano le profonde somiglianze tra i litotipi affioranti nell'area studiata e quelli affioranti nelle aree di alimentazione e trasportati dal ghiacciaio hanno reso piuttosto complesso distinguere i materiali locali (esempio: depositi di versante o di frana) da quelli di origine glaciale. Per ovviare a questo problema è stato necessario riconoscere dei litotipi i cui caratteri litologici fossero riconoscibili macroscopicamente sul campione e che non affiorassero nella zona in studio. L'utilizzo di "rocce marker" ha permesso di mettere in evidenza l'esistenza di depositi in aree dove le morfologie e le litofacies non erano chiare. Sono stati presi in considerazione quattro litotipi le cui aree di affioramento sono riportate in Figura 10.

Le Quarziti del M. Spluga appartengono alla copertura permo-triassica (Sinclinale dello Spluga) della Falda Tambò (Montrasio & Sciesa, 1988). Il corpo principale di questa copertura affiora sul versante orientale della Valle S. Giacomo, tra l'abitato di Madesimo ed il fondovalle. Piccoli lembi di questa copertura si osservano lungo tutta la valle a partire dal Passo dello Spluga fino allo sbocco nella Valle Bregaglia. Sono state osservate anche lungo il versante destro di quest'ultima valle, pinzati all'interno di una linea tettonica di importanza regionale chiamata Linea dello Spluga. Un secondo corpo più piccolo affiora sul versante occidentale della Valle S. Giacomo,

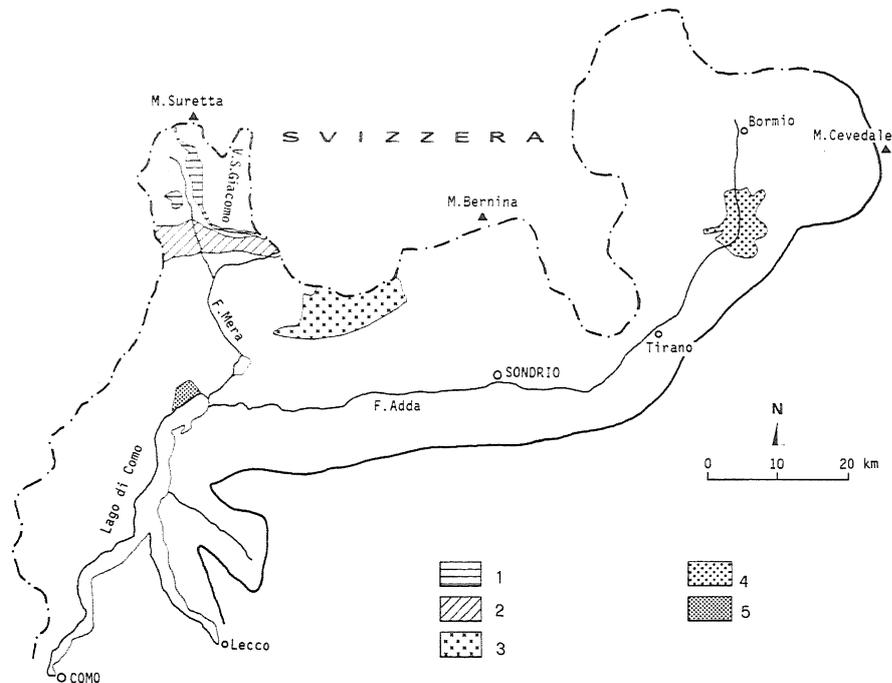


Fig. 10 - Carta schematica delle aree di affioramento dei litotipi utilizzati come *marker* di provenienza dei depositi della Alloformazione di Pian del Tivano. 1) Quarzite del Monte Spluga; 2) Metagranito del Truzzo; 3) Granodiorite della Val Masino (Ghiandone); 4) Gabbro di Sondalo; 5) area studiata.

Schematic map of the outcrops of the rocks used as provenance markers of the Alloformazione di Pian del Tivano deposits. 1) Mt. Spluga Quarzite; 2) Truzzo Metagranite; 3) Granodiorite of Masino valley (local name: Ghiandone); 4) Sondalo Gabbro; 5) studied area.

all'altezza di Campodolcino. Gli affioramenti di Quarzite del M. Spluga, nella sua facies tipica, si osserva nella parte basale del corpo principale presso Madesimo e sul versante occidentale.

Il Metagranito del Truzzo, appartenente al basamento cristallino della Falda Tambò ed affiora lungo tutto il versante destro della Val Bregaglia proseguendo verso ovest fino in Val Mesolcina (Svizzera).

La Granodiorite della Val Masino (denominata anche "Ghiandone"), appartenente al Plutone del Massiccio di Val Masino-Bregaglia, di età oligocenica, affiora a cavallo tra la Val Masino, la Val Codera e la Val Bregaglia.

Il Gabbro di Sondalo è un plutone basico stratificato di età ercinica ed affiorante nella parte alta della Valtellina.

Il criterio usato è stato quello di scegliere solo i massi erratici di grosse dimensioni, lontani dai principali abitati o strade, in posizione tale da escludere la possibilità di movimento lungo il versante o l'influenza antropica. Questo lavoro è stato effettuato anche per i massi erratici presenti sopra cordoni morenici e depositi chiaramente glaciali oppure osservati all'interno di affioramenti di depositi glaciali.

E' stata osservata la completa assenza del Gabbro di Sondalo in tutta la zona, mentre vi è una forte componente del Metagranito del Truzzo associata alle Quarzite del Monte Spluga. Questa associazione è presente a

partire dalla quota più alta dell'Alloformazione di Pian del Tivano e la quota di 800 m circa. Inoltre è stato osservato che le Quarzite del Monte Spluga tendono a diminuire in rapporto al Metagranito del Truzzo scendendo di quota, sino a scomparire al disotto dei 700 m ove si osserva solamente il Metagranito del Truzzo. Il Ghiandone si ritrova, come masso erratico di grosse dimensioni, solamente nei pressi di un terrazzo alla quota di 431 m presso Vercana, ed in alcuni affioramenti di piccole dimensioni nell'area del Monte Sasso Pelo intorno ai 400 m di quota. Sotto i 300 m l'intensa antropizzazione rende molto difficile il riconoscimento di erratici in posto. L'utilizzo delle rocce *marker* ha permesso di raggiungere alcune conclusioni sull'influenza dei ghiacciai provenienti dalle varie valli durante l'Episodio Cantù.

Nella Figura 11 sono cartografate le aree di ritrovamento dei vari litotipi *marker*.

Il ghiacciaio proveniente dalla Valle del F. Mera era alimentato in parte dalla Valle S. Giacomo ed in parte dalla Valle Bregaglia. La sua influenza sul materiale deposto nella zona in esame è riscontrabile a partire dai depositi della massima espansione raggiunta durante l'Episodio Cantù, fino alle fasi che hanno formato i depositi di circa 800 m di quota. Nei depositi che si ritrovano sotto questa quota si nota una drastica riduzione del materiale proveniente dalla Valle S. Giacomo, e si riscontra una forte dominante di litotipi tipici della Valle Bregaglia. Nelle ultime fasi di ritiro del ghiacciaio dalla

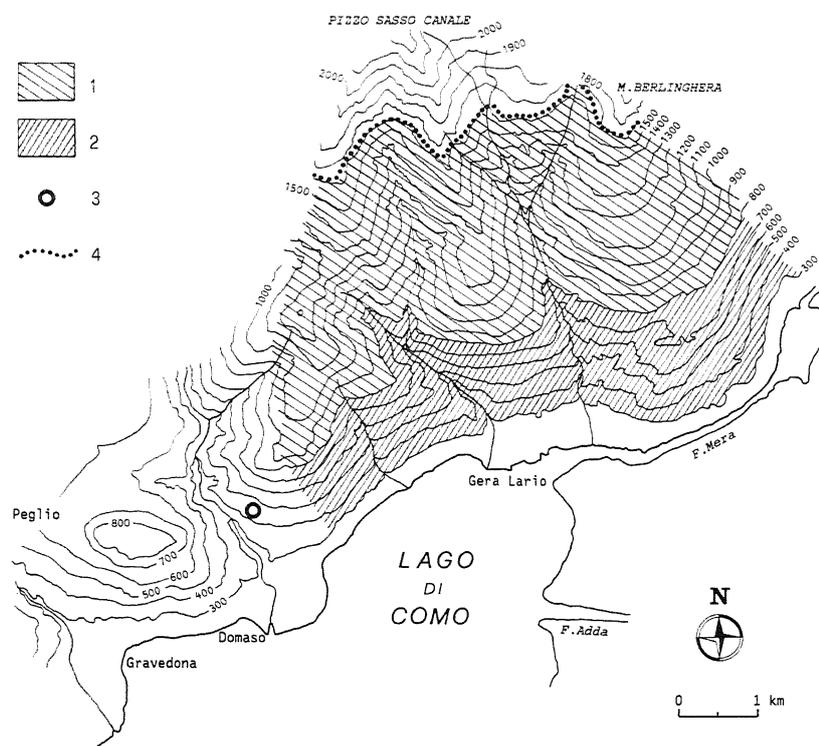


Fig. 11 - Aree di distribuzione dei litotipi *marker*. 1) Metagranito del Truzzo e Quarzite del Monte Spluga; 2) solo Metagranito del Truzzo; 3) masso erratico di "Ghiandone"; 4) limite massimo raggiunto dal ghiacciaio würmiano.

Distribution area map of marker rocks. 1) Truzzo Metagranite and Mt. Spluga Quarzite; 2) Truzzo Metagranite only; 3) "Ghiandone" erratic boulder; 4) maximum extent of würmian glacier.

valle del Lario anche il ramo proveniente dalla Valle Bregaglia, perde importanza, ed il ghiacciaio della Val Chiavenna viene alimentato solamente dai ghiacciai locali (Val Codera, Val Bodengo, Val dei Ratti, ecc.), diventando dominante l'alimentazione proveniente dalla Valtellina.

Il ghiacciaio proveniente dalla Val Bregaglia è in massima parte originato in Engadina (Jackli *et al.*, 1974) che trasfluisce attraverso il Passo Maloja (1830 m). La brusca riduzione del materiale proveniente da questa valle, durante le ultime fasi di ritiro, può essere stata causata dalla fine della trasfluenza attraverso il passo con i soli ghiacciai locali aventi volumi insufficienti per arrivare ad alimentare la zona in esame. Nella Figura 12 è riassunta l'evoluzione dell'alimentazione nel tempo, con le presunte influenze dei vari rami provenienti dalla Valtellina, Valle Bregaglia (Engadina) e Valle S. Giacomo.

5. VALUTAZIONI CRONOLOGICHE

Bini (1987), nel suo lavoro sull'Apparato glaciale di Como, considera il suo Complesso Glaciale di Cantù, che raccoglie tutti i depositi dell'ultima avanzata glaciale, sinonimo di Alloformazione di Pian del Tivano da lui descritto nella sua località tipo (Complesso Glaciale del

Pian del Tivano; Bini, 1983) ed assegna quest'ultima formazione all'unità diacronica Episodio Cantù. Per analogia è quindi possibile considerare l'Alloformazione di Pian del Tivano, rilevato nella zona in esame, appartenente allo stesso Episodio. Il diagramma tempo (Fig. 13), illustra i rapporti temporali tra le varie unità cartografate; è importante osservare che le Unità diacroniche "Episodio", hanno un carattere diacrono e quindi, anche se per piccole aree possono essere considerate isocrone per piccole aree, nelle correlazioni su lunghe distanze (Alto Lario - Anfiteatro di Como) occorre tenere presente questa importante caratteristica.

Nello schema dei rapporti stratigrafici (Fig. 14) l'Alloformazione di Pian del Tivano viene considerata appartenente al Würm superiore (Pleistocene superiore) per analogia con le zone di anfiteatro (Bini, 1987).

L'Alloformazione di Prato Fortunato presenta invece una definizione più critica di età. La mancanza di analogie con altre unità simili datate, e la mancanza di un ghiacciaio attuale che permetta di ipotizzare una certa continuità deposizionale impone una grossa incertezza nella collocazione del record geologico. Il ghiacciaio che ha depositato l'Alloformazione di Prato Fortunato era sicuramente attivo durante l'ultimo periodo glaciale, potrebbe, però, essere stato attivo anche durante le fasi fredde oloceniche sebbene le mancanze di evidenze geologiche non consentano di affermarlo.

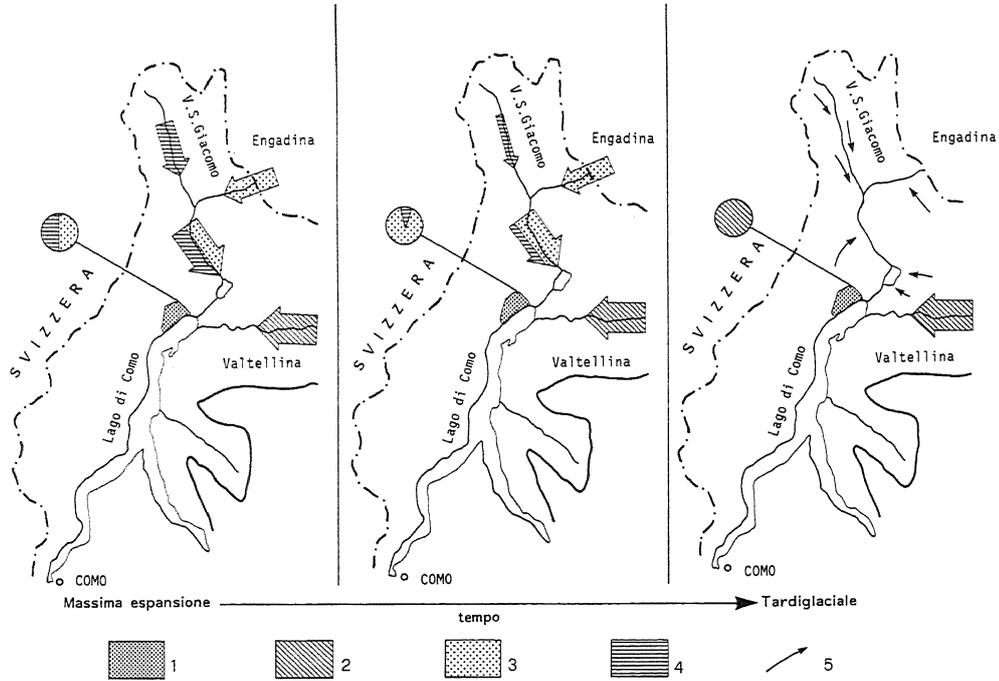
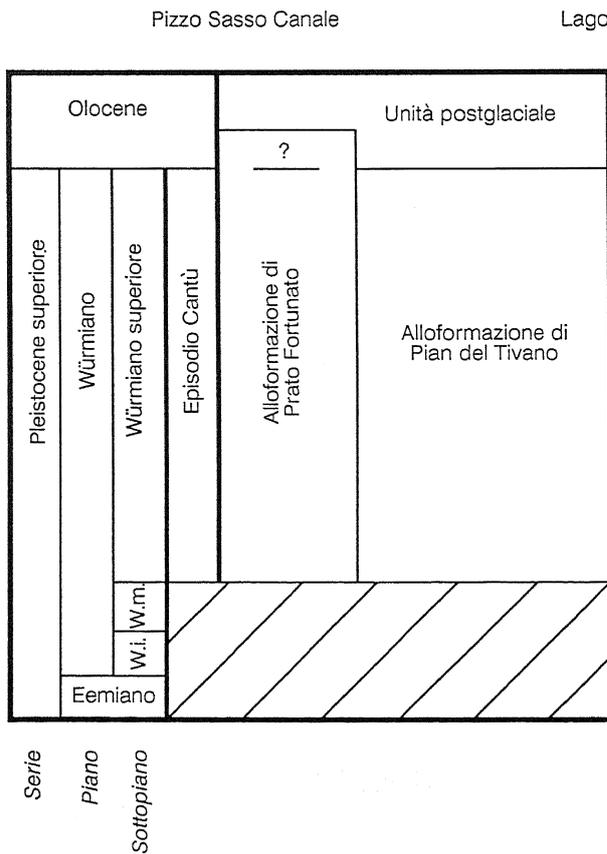


Fig. 12 - Carta schematica dell'evoluzione dell'alimentazione dei depositi durante il ritiro del ghiacciaio dell'Adda dall'area del lago di Como. Nel cerchio sono evidenziati i rapporti tra le varie aree di alimentazione, desunti dalla presenza dei litotipi marker. 1) area rilevata; 2) alimentazione di pertinenza Valtellina; 3) alimentazione di pertinenza Val Bregaglia-Engadina; 4) alimentazione di pertinenza Val San Giacomo; 5) alimentazione dei soli ghiacciai locali (ipotesi).

Schematic map of the evolution of deposits carried during the retry of Adda glacier from the Como Lake. In the circle are pointed out the relations among the various areas as deduced from the presence of marker rocks. 1) Studied area; 2) Valtellina stoking; 3) Engadina stoking; 4) San Giacomo Valley stoking; 5) local glaciers stoking (hypothesized).



I depositi più alti della Alloformazione di Pian del Tivano non presentano tracce di contatto con la Alloformazione di Prato Fortunato escludendo così la possibilità di coalescenza tra i due ghiacciai durante le fasi di massima espansione. E' anche ipotizzabile che la massima espansione della Alloformazione di Prato Fortunato non sia stata in fase con la massima espansione della Alloformazione di Pian del Tivano, ma che le enormi differenze volumetriche tra i due ghiacciai non permettessero una uguale risposta, in termini di movimenti, ai cambiamenti climatici in atto.

Fig. 13 - Diagramma tempo delle unità riconosciute lungo un transetto tra P.zo Sasso canale e il Lago di Como. I depositi coprono solamente la parte superiore del Würmiano. Il punto interrogativo indica la possibilità della presenza del ghiacciaio locale anche durante le fasi fredde dell'Olocene. E' possibile osservare che all'unità discronica Episodio Cantù sono assegnate entrambe le unità glaciali, ma limitatamente al Würmiano superiore.

Time-diagram of the recognized units between Pizzo Sasso Canale and Como Lake. The deposits refer to the upper part of the Würmian glaciation. The question mark indicates the possible presence of a local glacier also during the Holocene cold phases. It can be noticed that both the glacial units are assigned to the Cantù Episode diachronic unit restrictedly to upper Würmian.

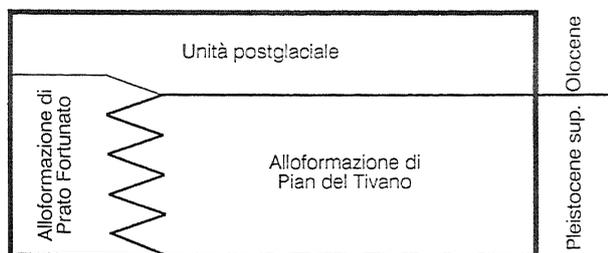


Fig. 14 - Schema dei Rapporti stratigrafici tra le varie unità riconosciute. L'eteropia tra l'Unità postglaciale e la Alloformazione di Prato Fortunato è plausibile solamente se si considera che il ghiacciaio locale sia esistito almeno durante le fasi fredde dell'Olocene.

Scheme of stratigraphic relations among the various units. The heterotopic relation between Postglacial Unit and Alloformazione di Prato Fortunato is plausible only if the local glacier existed during the Holocene cold phases.

6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Dal lavoro svolto è stato possibile trarre alcune considerazioni:

- Le tre unità riconosciute (Alloformazione di Pian del Tivano, Alloformazione di Prato Fortunato e Unità postglaciale) coprono un arco di tempo che va dal Würmiano superiore al presente testimoniando la storia glaciale dell'ultimo evento e quella postglaciale successiva, fino ad oggi. Non sono stati osservati depositi attribuibili a glaciazioni precedenti, ma sono state osservate alcune evidenze morfologiche che possono essere ricondotte ad eventi glaciali più antichi.

- Le due unità glaciali, l'Alloformazione di Pian del Tivano e l'Alloformazione di Prato Fortunato, non sembrano mai essere venute a contatto.

- I depositi dell'Unità postglaciale hanno messo in evidenza l'esistenza di un livello lacustre di almeno 10 m più alto dell'attuale.

- Uno studio, seppur qualitativo, dei litotipi compresi nei depositi di origine glaciale rapportati alle loro zone di affioramento, permette di avanzare ipotesi sull'evoluzione paleogeografica dei ghiacciai.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia il prof. A. Bini del dipartimento di Scienze della Terra per la revisione critica del presente lavoro, il Dott. A. Montrasio del Centro Alpi del CNR, Milano, per i preziosi consigli sulla parte petrografica, il Prof. G. Orombelli del Dipartimento di Scienze della Terra di Milano e l'Ing. M. Felber del Museo Cantonale di Storia Cantonale (Ticino, Svizzera) per le essenziali discussioni sul terreno. Si ringrazia inoltre la Sig.ra Magda Minoli per la realizzazione grafica del presente lavoro.

LAVORI CITATI

- Bini A. (1983) - *I depositi glaciali della Valle del Nosé (Piano del Tivano)*. In: AIQUA Ass. It. per lo Studio del Quaternario, *Relazione sul convegno autunnale 1982*. Geogr. Fis. Din. Quat., **6**(2), 175-177.
- Bini A. (1987) - *L'apparato glaciale Würmiano di Como*. Tesi di Dottorato di Ricerca, Univ. Milano, Dip. Scienze della Terra, 569 pp.
- Bini A., Carimati R., Potenza R., Testa B. & Torricelli S. (1989) - *Caratterizzazione petrografica dei depositi glaciali (Valle del Nosé, Como)*. Boll. Soc. Tic. Sci. Natur. (Lugano) - 1989, **LXXVII**, 187-197.
- Bovarini P. (1989) - *Rilevamento dei depositi superficiali sulla sponda del Lago di Como tra Argegno e Tremezzo*. Tesi di Laurea, Univ. Milano, 140 pp. .
- Bloom A.L. (1978) - *Geomorphology*. Printcet-Hall, Inc., 510 pp., New Jersey.
- Eyles N., Eyles C.H. & Miall A.D. (1983) - *Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequence*. Sediment., **30**, 393-410.
- Fumasoli M. (1974) - *Geologie des gabiètes nördlich und südlich der Iorio-Tonale Line im western von Gravedona (Como, Italia)*. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zurich N.F., **194**, 230 pp.
- Hamet J. & Albarede F. (1973) - *Rb-Sr geochronology of the Ceneri Zone (Southern Alps)*. Fortsch. Mineral., **50**, 80-82.
- Hantke R. (1983) - *Eiszetaler*. **3**. Ottverlag Thun.
- Heitzmann P. (1975) - *Zur metamorphose und tektonik im südöstlichen Teil der Lepontinischen Alpen (prov. Como, Italia)*. Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt., **55**, 467-522.
- Heitzmann P. (1987) - *Evidence of late Oligocene/early Miocene backthrusting in the Central Alpine "root zone"*. Geodinamica Acta , **1**(3), 183-192.
- INQUA, 1976-1981 Dreimanis A. (eds) - *Circolari della Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits*. Project 1974-a: *Genetic classification of till*.
- Circolare 7 maggio 1976, n° 11
- Circolare 8 giugno 1976, n° 12
- Circolare 12 luglio 1978, n° 13
- Circolare 14 marzo 1979, n° 14
- Circolare 15 luglio 1979, n° 15
- Circolare 16 novembre 1979, n° 16
- Circolare 17 luglio 1980, n° 17
- Circolare 18 agosto 1980, n° 18
- Circolare 19 ottobre 1980, n° 19
- Circolare 20 giugno 1981, n° 20
- Circolare 21 luglio 1981, n° 21
- Jackli H., Hantke R. & Leuzinger H. (1974) - *La Svizzera durante l'ultima glaciazione*. In: *L'Atlante della Svizzera scala 1: 550.000*, carta.

- Miali A.D. (1983) - *Glaciofluvial transport and deposition*. In: *Glacial Geology*, Eyles N. (eds), Pergamon Press, Oxford, 168-189.
- Montrasio A. & Sciesa E. (1988) - *Carta geologica della Valle Spluga e aree adiacenti*. In: *Progetto Strategico Crosta Profonda (CROP). Sottoprogetto Alpi Centrali*. Profilo CROP 88 02. C.N.R. Milano.
- Nangeroni G. (1969) - *I monti dell'Alto Lario Occidentale: Note di geomorfologia*. L'Universo, **49**(3), 371-408.
- Nangeroni G. (1974) - *La geomorfologia delle montagne lariane*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **115**(1), 5-116.
- Orombelli G. & Castelletti L. (1986) - *Una nuova data ¹⁴C per la storia della deglaciazione del bacino del Lago di Como*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **9**, 56-58.
- Penk A. & Bruckner E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Band Dritter, Leipzig 1909, Chr. Herm. Thauchnitz.
- Riva A. (1957) - *Gli anfiteatri morenici a sud del Lario e le pianure diluviali tra Adda e Olona*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **7**, 93 pp.
- Sacco F. (1936) - *Il glacialismo lombardo*. L'Universo, **17**(9), 641-658.
- Weber J. (1957) - *Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirola-Sorico zwischen Tessintal und Comersee*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **37**, 267-397.

Manoscritto ricevuto il 4.5.1992
Inviato all'Autore per la revisione il 21.7.1992
Accettato per la stampa 14.9.1992