

ADRIANO RIBOLINI (*)

NOTE GEOMORFOLOGICHE SULL'ALTA VALLE DEL SABBIONE E SULLA VAL D'ISCHIETTO (GRUPPO DELL'ARGENTERA, ALPI MARITTIME)

ABSTRACT: RIBOLINI A., *Geomorphological notes on the Upper Valle del Sabbione and the Val d'Ischietto (Argentera Group, Maritime Alps)*. (IT ISSN 0391-9838, 1996).

Surveying of the Upper Valle del Sabbione and Val d'Ischietto has shown the typical morphogenesis of the high altitude alpine environment, together with the clear relationships between structural arrangement, land morphology and its morphoevolution. The importance of mylonitic rock outcrops was recognised, not only from a morphotectonic point of view with the production of cliff and steps in with reverse gradient, but also from a morphoselective aspect, whenever they are present in a cataclastic facies, being responsible for the distribution of some forms of erosion. Morphotectonic observations confirmed the already well-known *gaben* structure of the Upper Valle del Sabbione and showed the importance of the alpine-age faults in conditioning the trend of the valley axes.

The lack of absolute data or palynological information did not allow chronological identification of the glacial deposits, however comparison with the results obtained in surrounding areas are significant. The Valle del Sabbione shows three glacial retreat stages, of which the final two are also conserved in the Val d'Ischietto. In the Valle Fredda, right tributary of the Valle del Sabbione, there are only the first and second retreat stages. The glacial deposits consist prevalently of a massive diamict with clastic support, with a scarce matrix and isolated in pockets, with the exception of the oldest deposit, which has a matrix support and is influenced by karstic epigeal forms.

The presence of rock glaciers is important, due to their paleoclimatic significance and their diffusion in the area of the Crystalline Massif of Argentera. A detailed sedimentological and morphological description of these landforms was carried out, also investigating their relationships, of superimposition and continuity of form, with the glacial deposits. Morphogeneses due to gravity and running water are responsible for the main active processes and associated landforms, as indicated by the numerous debris flows and an area influenced by bad lands forms. Observations were made of the triggering actions and the trend of the flow routes of the debris flows, together with the sedimentological aspects of the lobes and depositional levees. As regards the bad lands forms, still in rapid evolution, a genesis has been hypothesised which is in line with that for a nearby area in the French Alps.

KEY WORDS: Geomorphology, Geomorphological map, Maritime Alps.

RIASSUNTO: RIBOLINI A., *Note geomorfologiche sull'alta Valle del Sabbione e sulla Val d'Ischietto (Gruppo dell'Argentera-Alpi Marittime)*. (IT ISSN 0391-9838, 1996).

(*) Dottorato di ricerca in Scienze della Terra.

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa.

Ricerca eseguita nell'ambito del Progetto M.U.R.S.T. (Fondi 40%): *Catene montuose e Pianure: geomorfologia strutturale ed evoluzione del rilievo in Italia ed in aree mediterranee (Resp. prof. P.R. Federici)*.

Il rilevamento dell'alta Valle del Sabbione e della Val d'Ischietto ha messo in evidenza la tipica morfogenesi dell'ambiente alpino di alta quota, oltre ai chiari rapporti fra l'assetto strutturale, la morfologia del territorio e la sua morfoevoluzione. È stata riconosciuta l'importanza degli affioramenti di rocce milonitiche, non solo da un punto di vista morfotettonico con la realizzazione di scarpate e gradini in contropendenza, ma anche morfoselettivo, qualora esse si presentino in una facies cataclastica, rendendosi responsabili della distribuzione di alcune forme di erosione. Le osservazioni morfotettoniche hanno confermato la già nota struttura a *gaben* dell'alta Valle del Sabbione, e hanno evidenziato l'importanza delle faglie di età alpina nel condizionare l'andamento degli assi vallivi.

La mancanza di date assolute o di dati palinologici non ha permesso l'inquadramento cronologico dei depositi glaciali, tuttavia i confronti con i risultati ottenuti in aree limitrofe sono risultati significativi. La Valle del Sabbione presenta le evidenze di tre stadi glaciali di ritiro, dei quali gli ultimi due si sono conservati anche nella Valle d'Ischietto. Nella Valle Fredda, tributaria destra della Valle del Sabbione, sono presenti solo il primo ed il secondo stadio di ritiro. I depositi glaciali sono prevalentemente costituiti da un diamict massivo a supporto clastico, con matrice scarsa e isolata in tasche, ad eccezione del deposito più vecchio che è a supporto di matrice ed è interessato da forme carsiche epigee.

La presenza di *rock glaciers* è un dato importante, visto il loro significato paleoclimatico e la loro diffusione nell'area del Massiccio Cristallino dell'Argentera. Di essi è stata compiuta la descrizione sedimentologica e morfologica di dettaglio, indagando anche sui loro rapporti, di sovrapposizione e di continuità di forma, con i depositi glaciali. Le morfogenesi dovute alla gravità e alle acque correnti sono le responsabili dei principali processi attivi e delle forme ad essi associati, come testimoniano i numerosi fenomeni di *debris flows* ed un'area interessata da forme calanchive. Relativamente ai primi sono state osservate le condizioni di innesco e l'andamento delle tracce di flusso, oltre agli aspetti sedimentologici dei lobi e degli argini di deposizione. Per quanto riguarda le forme calanchive, tutt'oggi in rapida evoluzione, è stato ipotizzata una genesi in linea con quella proposta per un'area non distante sulle Alpi Francesi.

TERMINI CHIAVE: Geomorfologia, Carta geomorfologica, Alpi Marittime.

L'alta Valle del Sabbione e la Val d'Ischietto sono collocate nel bacino del Torrente Gesso, nel versante italiano delle Alpi Marittime meridionali. L'area oggetto di studio, ubicata nella provincia di Cuneo, ha un'estensione di circa 10 Km² ed è altimetricamente compresa fra 1 700 m e 2 843 m. Lo spartiacque meridionale, su cui corre il confine italo-francese, si estende dalla Punta di Peirafica (2 661 m) fino alla Cima della Scandeira (2 705 m), passando per la

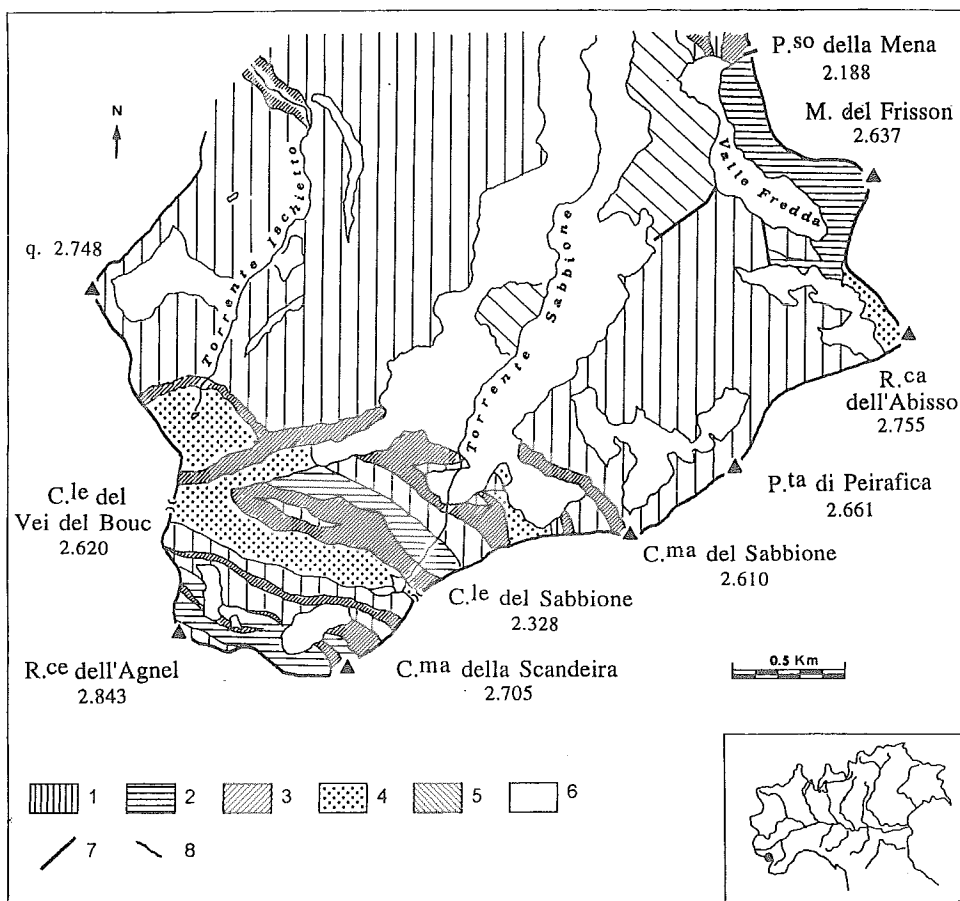


Fig. 1 - Inquadramento geografico e geologico. 1: Rocce anatesitiche (Anatessiti biotitici listati di M. Ischietto); 2: Rocce anfibolitiche (Embrechiti anfibolitiche, Anatessiti anfibolitiche, Anfiboliti e Gneiss anfibolitici); 3: Paleomiloniti e miloniti; 4: Arenarie e Conglomerati (Eotrias-Permiano); 5: Rocce calcaree-gessose (Calcarei a cellette, Gessi, Scisti nero-violacei, Calcarei marnosi); 6: Falda detritica e depositi morenici; 7: Faglia; 8: Limite litologico

Fig. 1 - Geographic and geological sketch map. 1: Anatectic rocks (Mt Ischietto banded biotitic anatexites); 2: Amphibolitic rocks (amphibolitic embrechites, amphibolitic anatexites, amphibolites and amphibolitic gneiss); 3: Paleomilonites and milonites; 4: Sandstone and conglomerates (Eotrias-Permian); 5: Calcareous-gypsiferous rocks (cellular limestone, gypsum, black-violeaceous scists, marleous limestone); 6: Talus debris and till; 7: Fault; 8: Lithologic limit.

Cima del Sabbione (2 610 m) ed il colle omonimo (2 328 m). Il limite orientale consiste nell'articolata catena montuosa dominata dalla Rocca dell'Abisso (2 755 m), alla quale appartengono anche la Rocca della Bastera (2 634 m) ed il Monte del Frisson (2 637 m). Il limite occidentale, infine, è individuato dall'allineamento Rocce dell'Agnel (2 843 m) - Colle del Vei del Bouc (2 620) - Quota 2 748 m, posta nei pressi della Cima della Valletta (2 787 m) appena al di fuori dell'area di studio (fig. 1). Le valli studiate sono collocate all'interno delle tavolette «Madonna delle Finestre» e «Colle di Tenda», rispettivamente del Foglio 90 e 91 della Carta Topografica d'Italia (IGM).

STUDI PRECEDENTI

Gli studi a carattere geomorfologico in questo settore delle Alpi Occidentali sono scarsi e sporadici. Fra i primi

studi, ormai solo di valore storico, sono da ricordare quelli di SACCO (1911, 1912) su vari aspetti del gruppo dell'Argentera, sia in territorio francese che italiano. Dopo le informazioni sulla geologia del Quaternario fornite da MALARODA & alii (1970) e quelle sulla morfologia dei depositi glaciali più recenti di HANNSS (1970), bisogna arrivare alla tesi di dottorato sulla geomorfologia delle Alpi Marittime franco-italiane di JULIAN (1980), per avere un lavoro di ampio respiro anche se poco approfondito. Le ricerche sono riprese solo negli ultimi anni con un primo lavoro di inquadramento dei depositi glaciali della Bassa Val Busset e della Val Gesso di FEDERICI & PAPPALARDO (1991), seguito dalle osservazioni sulla Valle della Meris di SERANI (1995) e quelle sui *debris flows* della Valle di M. Colombo di BRUSCHI (1996).

Le note a carattere più spiccatamente glaciologico, giustificate dalla presenza di piccoli ghiacciai alle testate delle

Valli di M. Colombo e del Gesso della Barra, al di fuori dell'area rilevata, costituiscono un discorso a parte. Infatti dopo le prime osservazioni di inizio secolo (SACCO, 1912) e di CAMOLETTO (1930, 1932), i rilevamenti sui ghiacciai sono stati assicurati, anche se con discontinuità, dagli operatori del Comitato Glaciologico Italiano.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Massiccio dell'Argentera-Mercantour è il più esterno dei massicci cristallini che rappresentano, nella classica ripartizione delle Alpi Occidentali, frammenti dell'antico basamento varisco affioranti al di sotto delle coperture delfinesi-elvetiche. Tuttavia, la geologia dell'Argentera presenta, rispetto agli altri massicci esterni, notevoli peculiarità. Il Massiccio può essere suddiviso in due complessi di ampiezza simile: il Complesso della Tinée a SW ed il Complesso Malinvern-Argentera a NE. Quest'ultimo costituisce la quasi totalità del versante italiano e buona parte di quello francese. Questa separazione, individuabile nell'importante dislocazione destra Ferrieres-Mollières, è giustificata dal differente chimismo del metasomatismo che ha coinvolto le rocce dei due complessi. Infatti secondo MALARODA & *alii* (1970), responsabile della formazione delle rocce cristalline è un generale processo di granitizzazione per metasomatosi, inizialmente a carattere sodico-calcico, in età tardo-archeozoica e comune a tutto il Massiccio, successivamente, durante l'orogenesi ercinica, più spiccatamente potassico e quasi esclusivamente limitato alla regione nord orientale del Complesso Malinvern-Argentera. Il secondo evento metasomatico ha raggiunto stadi di granitizzazione più avanzati con la formazione di migmatiti e graniti di anatessi. Le rocce premetasomatiche si sono conservate sotto forma di *resisters* di dimensioni variabili all'interno delle rocce migmatitiche, oltre che in rocce milonitiche, anche se solo in parte. Quest'ultime costituiscono fasce di deformazione nero-verdastre organizzate in due sistemi principali con direzioni NW-SE e NNW-SSE (Linea Ferrieres-Mollières e Linea Cima della Valletta-Cima Montjoya) ed uno minore, con direzione grosso modo E-W (Linea Fremamorta-Colle del Sabbione) al quale appartengono le miloniti affioranti nell'area di studio. L'età di queste fasce milonitiche è molto discussa, sebbene tutti gli studi riguardanti la tettonica del Massiccio dell'Argentera propongano l'ipotesi di una loro riattivazione, in più fasi, anche durante l'orogenesi alpina. Secondo FAURE-MAURET (1955) la linea Ferrieres-Mollières e la linea Fremamorta-Colle del Sabbione sono di età carbonifera, mentre MALARODA attribuisce loro un'età caledoniana, in base ai loro rapporti con le facies granitiche ed i terreni carboniferi (MALARODA & *alii*, 1970). Queste rocce, pur rientrando nella categoria di quelle riconosciute come premetasomatiche relativamente alla granitizzazione potassica ercinica, localmente presentano estesi fenomeni di ricristallizzazione metamorfica, tant'è che è stato proposto per esse il termine «paleomiloniti» o «paleocataclasi» (MALARODA, 1966). La storia metamorfica-migmatica dell'Argentera è conclusa, in età carbonifera superiore, dalla messa in posto, con un meccanismo plutonico e limi-

tatamente al nucleo centrale del Massiccio, del granito fondamentale.

Nell'area studiata, per quanto riguarda le rocce cristalline, sulla base di quanto riportato dalla «Carta Geologica del Massiccio dell'Argentera, alla scala 1:50.000» (MALARODA & *alii*, 1970), affiorano, oltre alle miloniti, anatessiti biotitiche listate di M. Ischietto, embrechiti e anatessiti anfibolitiche e anfiboliti e gneiss anfibolitici (fig. 1). Nella carta geomorfologica, le rocce migmatitiche sono state accorpate in una formazione di rocce anatessitiche (anatessiti biotitiche) e in una di rocce anfibolitiche (embrechiti, anatessiti e gneiss a carattere anfibolitico, anfiboliti). Nella Valle del Sabbione sono presenti anche coperture sedimentarie autoctone sia aderenti al Massiccio che scollate in seguito alla tettonica alpina. Le prime sono rappresentate da terreni di età permo-triassica localizzati nell'area Rocca dell'Abisso-M. del Frisson e, soprattutto, al nucleo della sinclinale Colle del Vei del Bouc-Colle del Sabbione. Le seconde sono costituite da un limitato affioramento di Carniole triassiche (gessi, scisti nero-violacei, calcari a cellette, calcareniti arenacee-verdastre) nei pressi del Gias della Culatta e del Colle del Vei del Bouc, oltre che dalla successione giurese in facies provenzale (calcari dolomitizzati), che caratterizza parte del fianco destro della Valle del Sabbione (fig. 1).

MORFOLOGIA STRUTTURALE

L'evoluzione tettonica del Massiccio Cristallino si è realizzata principalmente durante i movimenti post ercinici ed alpini. Soprattutto ai primi è da attribuire la formazione di sinclinali intracristalline e scaglie di terreni permo-triassici. Da un punto di vista morfostrutturale, la sinclinale Colle del Sabbione-Colle del Vei del Bouc, posta al margine meridionale dell'area esaminata e appartenente al suddetto gruppo di strutture, ha dato luogo ad una depressione tettonica, orientata 115N, circa perpendicolare alla direzione di allungamento della Valle del Sabbione, con superficie assiale subverticale e curvatura quasi regolare (fig. 2). I terreni sedimentari rimasti pizzicati al nucleo di questa struttura, hanno condizionato la formazione di alcuni solchi di ruscellamento concentrato e, soprattutto, delle due selle di origine strutturale, poste alle estremità della depressione tettonica e coincidenti con i due colli sopraindicati (fig. 2). Nel meccanismo di formazione della sinclinale Colle del Sabbione-Colle del Vei del Bouc hanno giocato un ruolo fondamentale i movimenti verticali, avvenuti lungo piani di milonisi, che hanno «risucchiato» le rocce della piattaforma sedimentaria del Trias medio-superiore (MALARODA, 1974). L'evoluzione strutturale non può quindi prescindere dalla presenza di fasce milonitiche che hanno permesso, a più riprese, lenti scorrimenti differenziali lungo piani paralleli. Le rocce milonitiche sul terreno si possono riconoscere per il loro colore scuro e la grana molto fine dei minerali. Tuttavia, poiché queste fasce di deformazione sono subparallele alla foliazione regionale relitta delle migmatiti, in alcuni casi non è facile distinguerle da esse. A seconda del loro grado di deformazione queste rocce si presentano con grana e tessitura differente, con il



FIG. 2 - Sella di origine strutturale del Colle del Veil del Bouc, al margine nord-occidentale della sinclinale Colle del Sabbione-Colle del Veil del Bouc. In primo piano i gradini in contropendenza realizzati da movimenti lungo piani di miloniti. All'interno della depressione tettonica visibili i vistosi effetti morfoselettivi causati dagli affioramenti dell'Autoctono sedimentario.

FIG. 2 - Saddle of structural origin of Colle del Veil del Bouc, at the north-western boundary of the Colle del Sabbione-Colle del Veil del Bouc syncline. In the foreground the steps with reverse gradient produced by movements along planes of milonitis. In the tectonic depression there are the evident morphoselective effects caused by the outcrops of the sedimentary autochthonous deposits.

passaggio da zone poco deformate, nella parte esterna della fascia, a zone più interne, con tessitura cataclastica e filonitica. Quindi, queste fasce di deformazione, a seconda che siano state più o meno interessate da processi di ricristallizzazione metamorfica e di riattivazione in tempi più o meno recenti (paleomiloniti), o abbiano mantenuto una struttura cataclastica (miloniti), esercitano un diverso condizionamento morfostrutturale. Nel primo caso danno origine a scarpate strutturali, che possono avere lunghezze da decametriche e rigetti verticali di qualche metro, fino all'ordine delle centinaia di metri con rigetti pluridecimetrici (fig. 2). L'affioramento paleomilonitico di questo tipo si può presentare come un rilievo netto e ben definito rispetto a quelli circostanti, specialmente se di natura sedimentaria, come è nel caso del bastione roccioso che sovrasta la sponda destra del Lago della Vacca (vedi anche fig. 7), nei pressi del Colle del Sabbione. Agli affioramenti milonitici di scarsa competenza meccanica, possono essere associate, invece, aree di intensa fratturazione e selle di origine strutturale. Esempi di questo tipo si rinvencono lungo tutta la testata della Valle del Sabbione e anche nei pressi delle ali del circo più meridionale della Val d'Ischietto. Le faglie presenti nella zona sono concentrate al margine orientale dell'area rilevata, in corrispondenza della Valle Fredda, tributaria di destra della Valle del Sabbione (MALARODA & alii, 1970). Qui la presenza di cinque faglie alpine (107N, 141N, 67N, 33N, 84N) che intersecano gli spartiacque, determina la formazione di tre discontinuità plano-altimetriche di cresta ed una sella di origine strutturale. La stessa Valle Fredda presenta un andamento alquanto anomalo: in essa infatti si individuano una parte, altimetricamente superiore, con asse diretto 120N, una parte intermedia, con asse diretto 156N, quasi parallelo a quello della Valle del Sabbione, ed una breve parte inferiore con direzione 82N, grosso modo perpendicolare alla precedente (fig. 3). Dal confronto fra la direzione delle faglie e quella delle parti in cui l'asse vallivo può essere scomposto, si può ipotizzare che la formazione della Valle Fredda sia avvenuta

lungo l'intersezione di più elementi tettonici che ne hanno fortemente condizionato l'andamento (fig. 3).

Nell'area rilevata sono state osservate anche altre forme non di origine strutturale, ma che mostrano un'insegnabile influenza tettonica la quale ne condiziona la geometria, la posizione e, soprattutto, le dimensioni areali. Uno degli esempi più vistosi è quello rappresentato dal grosso cono di debris flows del versante destro della Valle del Sabbione; esso si sviluppa in corrispondenza di una faglia, con direzione 65N e fortemente inclinata, che mette in contatto i terreni sedimentari della copertura autoctona con le rocce anatessitiche del Massiccio Cristallino.

La scarpata di degradazione del fianco destro della Valle del Sabbione, come anche quella con influenza strutturale che la fronteggia dal versante sinistro, appare grosso modo allineata con la direzione individuata dalla faglia alpina suddetta, che intercetta lo spartiacque sinistro della Valle Fredda. Internamente a queste due scarpate, in corrispondenza dell'incisione del T. Sabbione, sono localizzati i terreni sedimentari del Gias della Culatta, la presenza dei quali, laddove non affiorano, è testimoniata da forme doliniche impostate sulle coltri detritiche quaternarie. VERNET (1967) e MALARODA & alii (1970) hanno interpretato la struttura dell'alta Valle del Sabbione come un piccolo *graben* tettonico, sul fondo del quale affiora la formazione delle carniolate triassiche. Strutture a *graben*, di età più antica (tardo werfeniana), sono state rilevate anche da BIANCOTTI (1974) nella regione circostante il Lac des Mesches (estremo sud-orientale del Massiccio dell'Argentera), in territorio francese a Sud dell'area rilevata. Nel caso della Valle del Sabbione quindi, le osservazioni geomorfologiche sopra riportate, unitamente a quelle che riguardano la morfologia delle acque correnti, sembrano confermare tale ipotesi strutturale, anche se a loro completamento mancano ancora dati geologici che chiariscano meglio il significato cinematico e soprattutto il meccanismo genetico delle scarpate prima descritte.

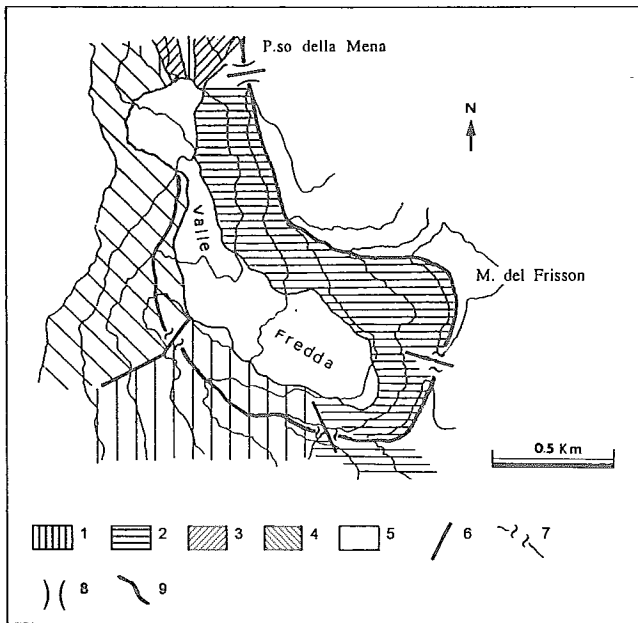


Fig. 3 - Inquadramento morfotettonico della Valle Fredda. 1: Anatessiti biotitiche; 2: Anfiboliti; 3: Paleomiloniti; 4: Calcari dolomitizzati; 5: Falda detritica e depositi morenici; 6: Faglia; 7: Discontinuità plano-altimetrica di cresta; 8: Sella di origine strutturale; 9: Limite di bacino.

Fig. 3 - Morphotectonic sketch map of Valle Fredda. 1: Biotitic anatexites; 2: Amphibolites; 3: Paleomylonites; 4: Dolomitized limestone; 5: Talus debris and till; 6: Fault; 7: Saddle of structural origin; 8: Plano-altimetric discontinuity of ridge; 9: Basin boundary.

Tutte le forme strutturali e quelle non strutturali ma comunque riconducibili ad un'influenza tettonica sono indicate nello schema riassuntivo di figura 4.

IDROGRAFIA E MORFOLOGIA DOVUTA ALLE ACQUE CORRENTI

I due corsi d'acqua maggiori sono i Torrenti Sabbione e Ischietto che, scorrendo da Sud verso Nord confluiscono presso quota 1 350 m formando il Torrente Busset, tributario destro del Gesso d'Entracque. Poco a monte dell'abitato di Valdieri, dall'unione del Gesso d'Entracque e del Gesso della Valletta nasce il Torrente Gesso che, in sostanza, rappresenta il collettore principale che drena il versante italiano del Massiccio dell'Argentera. Il Gesso, dopo aver raccolto le acque del Vermenagna, si getta nella Stura di Demonte, immediatamente a valle di Cuneo. Nell'area studiata gli specchi lacustri sono relativamente pochi, di dimensioni modeste e, in alcuni casi, con caratteristiche di stagionalità. Il più importante è il Lago della Vacca, posto a quota 2 280 m, poco sotto il Colle del Sabbione, mentre il più elevato è quello a quota 2 630 m, al di sotto della corona di creste che delimita la testata della Valle del Sabbione.

La morfologia dovuta alle acque correnti superficiali offre per lo più forme di erosione piuttosto che depositi torrentizi, data l'elevata energia di rilievo delle valli esamina-

te. Abbastanza diffusi sono i solchi di erosione concentrata che, a volte, assumono la forma di vere e proprie forre. A questo proposito è da segnalare il basso versante destro della Valle del Sabbione, inciso da una successione di forre ad andamento rettilineo e molto approfondite, ma percorse durante il periodo estivo da torrenti che risultano in secca o con limitatissime portate. Il loro potenziale erosivo si è quindi probabilmente esplicato o durante periodi climatici più freddi, o mediante il concorso di movimenti tettonici che, durante le fasi di sollevamento tardive del Massiccio, hanno ringiovanito i versanti, con conseguente approfondimento degli alvei. In corrispondenza degli affioramenti sedimentari sono localizzati i principali effetti dell'erosione delle acque superficiali, in alcuni casi organizzati in sistemi di erosione accelerata: è il caso di un tratto del versante sinistro della Valle del Sabbione, nei pressi del Gias della Culatta dove, in corrispondenza dell'affioramento di Carniole triassiche, è possibile osservare tutte le fasi del processo di formazione. I primi solchi di incisione si formano in prossimità di decorticamenti superficiali, successivamente le incisioni si approfondiscono e si allungano a ritroso estendendosi anche lateralmente, ramificandosi e moltiplicandosi. L'erosione regressiva si arresta in prossimità del contatto con le rocce cristalline. L'aspetto generale evoluto è quello di un'area calanchiva, suddivisa in una rete di valleciole, definite da strette creste separanti microversanti nudi in rapida evoluzione (fig. 5). Nella località sopra indicata, l'elevato grado evolutivo del fenomeno ha configurato un versante molto degradato, del tutto simile a quello caratteristico di altri domini morfoclimatici.

Recenti ricerche condotte sulle Alpi meridionali francesi (LHENAFF & *alii*, 1993; DUMAS & RAFFY, 1993) hanno messo in evidenza, a completamento della teoria classica di formazione dei pendii calanchivi, come in un ambiente montano esista una certa stagionalità nella morfogenesi dei versanti di questo tipo, invocando quindi fra le cause determinanti anche i cicli di gelo e disgelo. Durante la stagione fredda il gelo discontinuo è in grado di frantumare la parte più superficiale dell'affioramento, creando così una copertura detritica di spessore variabile che, in parte, scivola all'interno dei solchi di erosione, per movimenti gravitativi o di flusso granulare alimentato dalla fusione del ghiaccio interstiziale, si accumula ed aumenta di spessore. Ai processi invernali si associano poi quelli primaverili ed estivi, con i classici cicli di imbibimento ed essiccamento, fenomeni di *splash erosion* e di ruscellamento superficiale. Per quanto riguarda l'area calanchiva del Gias della Culatta, pur non essendo ancora state compiute osservazioni continuative, si può affermare che le condizioni necessarie e determinanti per l'insorgere di questo processo siano ampiamente verificate: litologia facilmente disgregabile con una discreta componente argillosa (calcari, gessi, argilliti e brecce a cemento pelitico), presenza di numerosi cicli di gelo e disgelo, piogge concentrate nei mesi primaverili ed invernali (RAPETTI & VITTORINI, 1992). In un'area di erosione accelerata così piccola se la produzione del detrito è cospicua ed è più veloce della sua capacità di essere rimosso, la base dei solchi di erosione rimane coperta e non è possibile l'approfondimento ad opera dei processi criergici. Per contro se il trasporto con rimozione del detrito è più

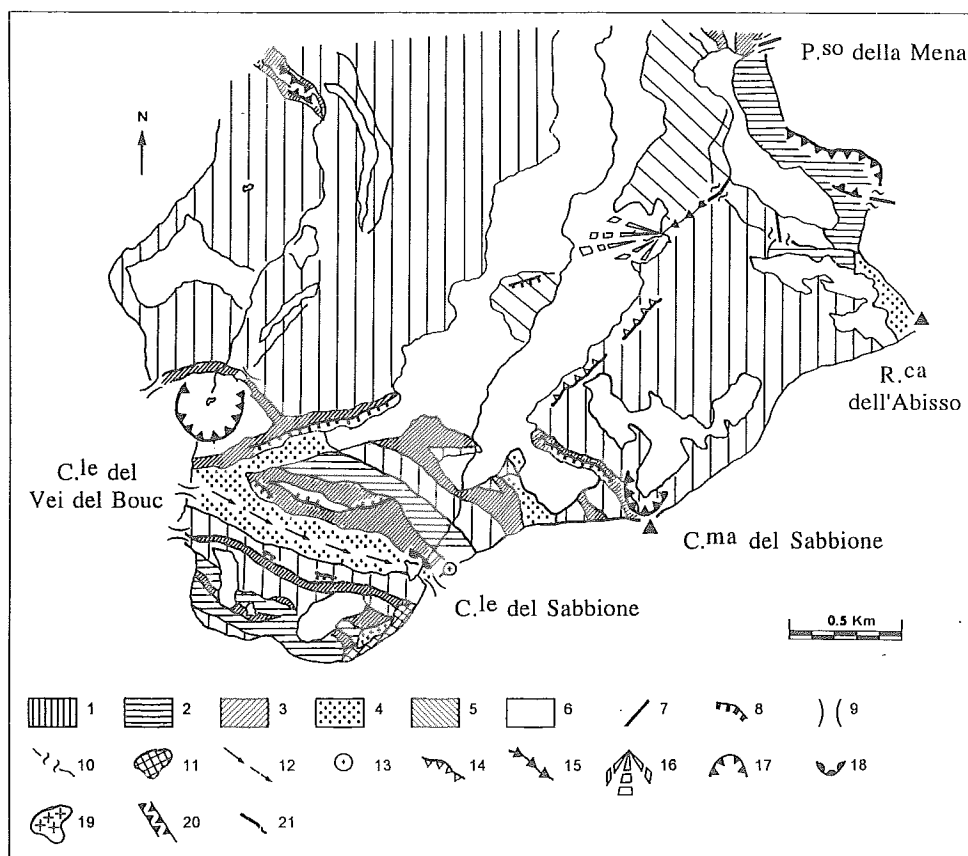


FIG. 4 - Schema delle forme strutturali e di quelle con influenza strutturale. 1: Rocce anatessitiche; 2: Rocce anfibolitiche; 3: Paleomiloniti e miloniti; 4: Arenarie arcose e Conglomerati; 5: Rocce calcareo-gessose; 6: Falda detritica e depositi morenici; 7: Faglia; 8: Scarpata strutturale; 9: Sella di origine strutturale; 10: Discontinuità plano-altimetrica di cresta; 11: Area intensamente fratturata; 12: Asse di depressione strutturale; 13: Bastione roccioso; 14: Scarpata di degradazione; 15: Canale di *debris flows*; 16: Cono di *debris flows*; 17: Circo glaciale; 18: Conca di sovraescavazione glaciale; 19: Campo di massi; 20: Forra di incisione torrentizia; 21: Limite di bacino.

FIG. 4 - Sketch map of the structural forms and those with structural influence. 1: Anatexitic rocks; 2: Amphibolitic rocks; 3: Paleomylonites and milonites; 4: Sandstone and conglomerates; 5: Calcareous-gypsiferous rocks; 6: Talus debris and till; 7: Fault; 8: Structural escarpment; 9: Saddle of structural origin; 10: Plano-altimetric discontinuity of ridge; 11: Intensely fractured area; 12: Axis of structural depression; 13: Rocky bastion; 14: Degradational escarpment; 15: Debris flows channel; 16: Debris flows cone; 17: Glacial cirque; 18: Overdeepened hollow; 19: Block field; 20: Gorge; 21: Basin boundary.

veloce della sua produzione, il fondo dei canali è messo a nudo, per cui si rende possibile il loro approfondimento ed il rinnovarsi del processo. Le osservazioni di campagna hanno mostrato come quest'area calanchiva abbia una notevole capacità di drenaggio; infatti i solchi di erosione appaiono non ostruiti e non colonizzati da vegetazione, indizi questi, oltre che cause, di rallentamenti dei flussi detritici.

Le scarpate d'erosione torrentizia si sono sviluppate a discapito dei depositi di versante e glaciali, dato lo scarso sviluppo di quelli torrentizi. Queste forme d'erosione sono esclusive del tratto del Torrente Sabbione che dal Gias della Culatta scorre fino al margine settentrionale dell'area rilevata. In questo caso si possono riproporre le stesse considerazioni fatte per le forre: il Torrente Sabbione con l'at-

tuale portata, seppure non modesta, non è in grado di incidere i depositi morenici e di versante così profondamente da realizzare scarpate che, in alcuni punti, raggiungono uno sviluppo verticale di circa 35 m.

Gli unici depositi torrentizi di dimensioni cartografabili sono stati rilevati nei pressi del Gias della Culatta, gli altri si trovano in modo molto limitato in corrispondenza dell'alveo attuale dei due torrenti principali. Questo deposito, la cui superficie è resa irregolare da alcuni paleoalvei, è costituito da ciotoli arrotondati di dimensioni medie attorno ai 15-20 cm e che presentano una certa embricatura, immersi in una matrice ghiaiosa non molto abbondante.

I depositi fluvio-palustri sono da attribuire alla fase di colmamento di piccole conche di sovraescavazione glaciale,

FIG. 5 - Area calanchiva del Gias della Culatta (alta Valle del Sabbione).

FIG. 5 - Bad lands area of the Gias della Culatta (high Valle del Sabbione).



inizialmente occupate da un lago alimentato dall'acqua di fusione glaciale, poi rapidamente interrate dagli apporti detritici dell'immissario. A questo meccanismo evolutivo appartengono i depositi fluvio-palustri che occupano parzialmente la conca di sovraescavazione del Lago della Vacca ed altre, più piccole, nella Val d'Ischietto.

MORFOLOGIA DOVUTA ALLA GRAVITÀ

Le frane riscontrate sono esclusivamente di crollo e localizzate per lo più al di sotto della scarpata di degradazione che caratterizza il fianco destro della Valle del Sabbione. Mentre le nicchie di distacco non sono facilmente intuibili, gli accumuli di frana sono abbastanza evidenti, a tessitura eterometrica, con dimensioni dei blocchi anche notevole (3-4 metri di diametro) e forma allungata lungo la direzione di massima pendenza. Un accumulo intensamente vegetato, in maniera a tratti anche arbustiva, associato ad una nicchia di distacco visivamente stabilizzata, è stato considerato un indizio della quiescenza del processo morfogenetico.

Le falde detritiche sono particolarmente sviluppate all'interno dei circhi glaciali e, soprattutto, sui versanti della Valle del Sabbione, dove risultano anche incise da solchi di erosione incanalata. Per quanto riguarda i coni detritici, i caratteri che permettono la loro distinzione dalle altre forme coniche di versante, sono l'elevata acclività ed il tipo di deposito. Quest'ultimo è caratterizzato da un *fabric* che presenta clasti pluridecimetrici angolosi ed una struttura clasto sostenuta quasi del tutto priva di matrice. Molto diffusi nell'area rilevata, sono i *debris flows*. La simultaneità delle condizioni, alle quali in generale può ricondursi la formazione di questo tipo di fenomeni, è pienamente verificata nell'area studiata: presenza di materiale detritico, ac-

cumulato all'interno di forme di erosione incanalata o in posizione instabile su versanti inclinati, apporto sufficiente di fluido per la mobilizzazione e pendenza adeguata. Quando innescate, queste colate detritiche scivolano rapidamente verso il basso, formando un canale tipico laddove hanno la capacità di incidere il versante e un lobo di deposizione caratteristico nella zona di accumulo. La formazione dei canali può essere attribuita alla combinazione di processi inizialmente solo erosivi ed in seguito anche deposizionali che, per aggradazione, determinano la formazione di argini (VAN STEIJN & *alii*, 1988). Il meandreggiamento delle tracce di flusso, nella parte inferiore del loro corso, testimonia il prevalere dei processi deposizionali che raggiungono il loro acme nella formazione di un lobo frontale, di forma differente a seconda della viscosità della miscela detritica. La successione spaziale e temporale di più lobi coalescenti e parzialmente sovrapposti determina una forma conica generale. Le osservazioni sedimentologiche hanno evidenziato una struttura generale dei depositi clasto sostenuta, con matrice ghiaiosa-sabbiosa scarsa e non uniformemente distribuita. I clasti hanno dimensioni variabili da centimetrici a decimetrici, di forma angolare-subangolare e, talvolta, sono debolmente embricati in prossimità degli argini dei canali. Da un punto di vista morfologico i coni di *debris flows* osservati hanno una pendenza media generalmente inferiore a quella dei coni detritici. Inoltre, il loro aspetto superficiale, determinato dalla natura del sistema di canalizzazione, dalla distribuzione spaziale dei lobi e dall'interazione delle colate detritiche con i canali, è molto più irregolare di quello dei coni detritici. Il fenomeno dei *debris flows*, molto comune nella zona studiata e anche più a valle, è relativamente innocuo solo perché in questo caso si verifica in una zona montana non più abitata e scarsamente frequentata. Per avere una stima della pericolosità e della forza d'impatto di queste colate si considerino i valori di velocità misurati da BRUSCHI (1996).

TABELLA 1 - Caratteristiche morfologiche e topografiche dei *rock glaciers* individuati. q. min: quota minima della fronte; q. max: quota massima dell'accumulo; E: esposizione ($^{\circ}$ N); L: litologia del bacino a monte, Anatessiti biotitiche (An), Agmatiti anfiboliche (Ag), Anfiboliti (Af), Paleomiloniti (Pm)

TABLE 1 - Morphological and topographic characteristics of the rock glaciers identified. q.min: minimum height of the front; q.max: accumulation maximum height; E: exposition ($^{\circ}$ N); L: upperbasin lithology, biotitic anatexites (An), amphibolic agmatites (Ag), amphibolites (Af), paleomilonites (Pm)

	Tipo	q. min (m)	q. max (m)	Lu (m)	La (m)	E ($^{\circ}$ N)	L
q. 2.748	<i>Tongue shaped</i>	2.510	2.620	450	270	42	An
M. Ischietto	<i>Talus-foot</i>	2.120	2.550	150 *	/ *	284 *	An
M. Ischietto	<i>Tongue shaped</i>	2.100	2.180	350	170	120	An
M. Ischietto	<i>Tongue shaped</i>	2.170	2.240	210	150	126	An
C.ma d. Scandeira	<i>Tongue shaped</i>	2.480	2.590	420	190	54	Ag, Af, Pm
P.ta di Peirafica	<i>Tongue shaped</i>	2.480	2.600	290	170	20	An

* I valori si riferiscono al *rock glacier* che si sviluppa al piede di buona parte del versante destro della Val d'Ischietto: è stata determinata l' E e la Lu media lungo la direzione di massima pendenza del versante, mentre non è stato possibile valutare la La media.

* The values refer to the rock glacier which is at the foot of most of the right side of the Val d'Ischietto: the mean E and Lu were determined along the direction of maximum slope of the valley side, whereas it was not possible to measure the mean La.

MORFOLOGIA CRIOGENICA E NIVALE

Le rocce cristalline dell'Argentera, grazie al loro stato di fratturazione, localmente anche molto sviluppato, rispondono in maniera intensa al gelo discontinuo; inoltre l'abbondanza di precipitazioni nevose giustifica la presenza di forme e processi nivali.

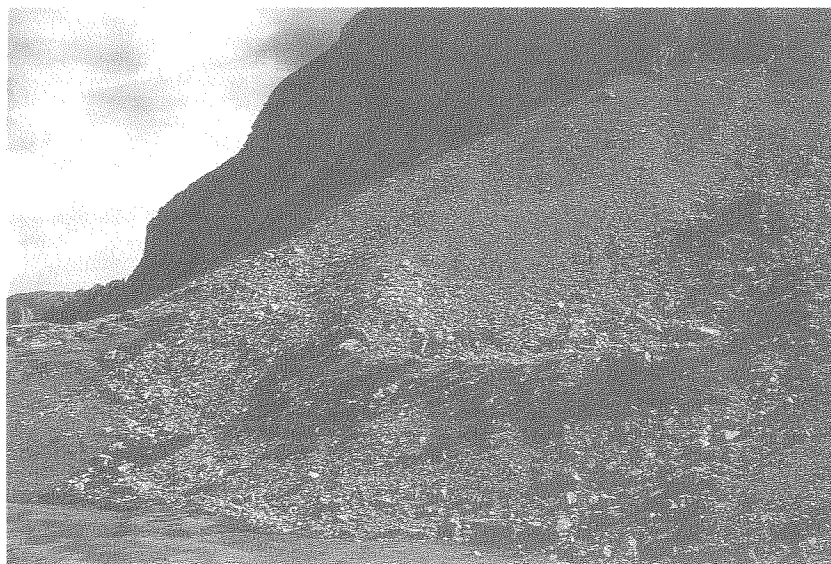
Nel Massiccio dell'Argentera i *rock glaciers* sono molto diffusi. Si tratta di forme caratteristiche dell'ambiente alpino sulle quali, durante gli ultimi anni, in seguito alla loro identificazione un po' ovunque sulle principali catene montuose, si sono sviluppate numerose ricerche circa genesi, meccanica del movimento ed età. Nell'area studiata ne sono stati individuati cinque, sia sul fondo di circhi glaciali (*tongue shaped rock glacier*), che su pendii laterali (*talus-foot rock glacier*) (tab. 1). Tutti hanno un classico profilo longitudinale, concavo nella parte superiore e fortemente convesso nella parte inferiore in prossimità della fronte. Da un punto di vista sedimentologico appaiono costituiti da blocchi angolosi scarsamente assortiti, immersi in una matrice ghiaiosa grossolana presente in proporzioni variabili e non uniformemente distribuita. In corrispondenza della fronte è talvolta osservabile una tipica zonatura verticale, con una parte superiore costituita da blocchi più grossolani, una centrale con elementi più fini ed una parte basale costituita da una corona di massi crollati dalla superficie del corpo detritico. Per l'identificazione dei *rock glaciers*, è stato determinante il loro aspetto superficiale essendo quest'ultimo caratterizzato in parte o anche interamente, da tipici microrilievi. Sono state riconosciute creste e strette depressioni longitudinali, trasversali e meandriformi, oltre a piccole cavità coniche di qualche metro di diametro massimo. Queste microforme, interpretate come strutture di flusso, di compressione e di collasso dovuto a scioglimento di ghiaccio interno, hanno configurato superfici a tessitura fluidale, indizio della capacità che questi ammassi detritici hanno, o hanno avuto, di scivolare lungo i pendii ed i fondi vallivi. Sono state individuate, anche come singole porzioni all'interno di uno stesso corpo detritico, sia tessiture fluidali di compressione, caratterizzate da successioni di archi concentrici, sia di estensione con maggiore sviluppo di strutture longitudinali. Particolarmente adatto ad osservazioni di questo tipo

è il *rock glacier* localizzato sul fianco sinistro della Val d'Ischietto.

Sul meccanismo del movimento e sulla natura del ghiaccio interno dei *rock glaciers* esistono tutt'oggi diverse ipotesi. È necessario sottolineare che le indagini di carattere geofisico e geotecnico, in grado di caratterizzare in maniera univoca la stratigrafia interna dei *rock glaciers*, sono spesso limitate dalla difficile accessibilità di molte di queste forme. Gli studi più recenti (HAEBERLI, 1990) hanno messo in evidenza come la natura chimico-fisica del ghiaccio interno (resistività e proprietà dielettriche), sia che costituisca un nucleo massivo (*ice-cored rock glacier*), sia che formi assieme agli elementi più fini una matrice congelata (*ice-cemented rock glacier*), è comunque diversa da quella del ghiaccio di origine glaciale. Si è portati a pensare, quindi, che i *rock glaciers* non derivino da un'evoluzione cataglaciale di un ghiacciaio ricoperto di detriti (*debris covered glacier*), bensì dallo sviluppo e dall'ispessimento di *permafrost*, in condizioni periglaciali, all'interno di accumuli clastici di varia natura, che acquistano la possibilità di fluire lentamente verso il basso. È proprio in questo senso che si può spiegare il *rock glacier* anomalo per dimensioni (tab. 1) e per posizione, collocato com'è sul versante destro della Val d'Ischietto, a ridosso dello spartiacque con l'adiacente Valle del Sabbione (fig. 6). Si tratta di una forma sviluppatasi al piede della falda detritica alimentata dalla soprastante cresta anatessitica del M. Ischietto, di tipologia analoga ad altre già segnalate nell'arco alpino (BARSCH, 1977), anche se il loro riconoscimento, talvolta, è complicato da una certa convergenza geometrica di forma con le nivomorene. Nel meccanismo di formazione gioca un ruolo determinante la copertura nevosa che una volta ricoperta dai detriti di versante si trasforma, unitamente all'acqua di percolazione, in ghiaccio. La ripetizione nel tempo di questo fenomeno ha come risultato la formazione di un ammasso detritico cementato da ghiaccio interstiziale che acquista proprietà plastiche, con conseguente possibilità di movimento verso il basso. Morfologicamente, nel caso del *rock glacier* sopra indicato, ad una cresta principale polilobata, discontinua e parallela alla parete di alimentazione detritica, sono associate alcune piccole creste ondulate con medesima direzione. Le strutture di flusso così disposte, indicative di un debole movimento

FIG. 6 - *Rock glacier* del versante destro della Val d'Ischietto, sviluppatosi al piede della falda detritica (*talus-foot rock glacier*).

FIG. 6 - *Rock glacier* of the right side of Val d'Ischietto, at the foot of the slope (*talus-foot rock glacier*).



lungo la direzione di massima pendenza, che conferma le caratteristiche plastiche anche di questi tipi di *rock glaciers*, possono essere spiegate ammettendo la formazione, con il meccanismo prima descritto, di un lobo principale e, successivamente, di lobi secondari che si staccano da esso, laddove viene superato lo *stress* di taglio dell'accumulo detritico congelato. Forme di questo tipo sono state osservate anche in altre zone del Massiccio dell'Argentera (Lago delle Portette, Val Valasco).

Nel caso dei *rock glaciers* cartografati, le osservazioni di campagna hanno messo in evidenza come la distinzione fra essi ed i depositi glaciali lasci, talvolta, un margine d'incertezza. Questo ha indotto a pensare che ci sia una certa continuità evolutiva in senso periglaciale, controllata da parametri climatici e topografici, con il passaggio senza soluzione di continuità, da una forma all'altra per sviluppo ed ispessimento di *permafrost* all'interno dell'ammasso detritico. Il *rock glacier* che maggiormente si presta a questo tipo di osservazioni è quello contenuto all'interno del circo glaciale dominato dalla Cima della Scandeira, alla testata della Valle del Sabbione. Il deposito, che si estende da una quota minima di 2 480 m ad una massima di 2 590 m., è di forma allungata, con profilo longitudinale concavo-convesso, fronte molto ripida e superficie resa debolmente irregolare da alcuni argini di compressione e di estensione, separati da strette trincee appena accennate. Considerazioni sedimentologico-stratigrafiche sono state possibili in corrispondenza della fronte e della scarpata perimetrale sinistra, dove è stata osservata la classica zonatura dell'ammasso detritico con una parte superiore costituita da clasti con dimensioni fino a 1-2 metri di diametro, ed una medio inferiore che presenta una diminuzione regolare delle dimensioni, fino all'ordine del decimetro. La matrice ghiaiosa è quasi del tutto assente e limitata in tasche isolate. Le strutture superficiali, come prima descritte, sono indicative di movimenti di rimobilizzazione embrionali di uno spesso deposito glaciale, che però non hanno raggiunto una dinamica di flusso tale da costruire argini ben definiti.

È necessario quindi rivalutare la presenza e lo sviluppo del *permafrost*, seppur discontinuo e sporadico, in questi ambienti alpini anche relativamente ad altre forme di accumulo (coni e falde detritiche). L'importanza dello studio dei *rock glaciers*, anche se inattivi, risiede nel fatto che tramite una mappatura dell'estensione del *permafrost*, è possibile ottenere importanti informazioni di tipo paleoclimatico sulle Alpi Marittime. L'analisi della distribuzione delle quote delle fronti dei *rock glaciers* inattivi olocenici, come quelli dell'area rilevata, rende possibile un tentativo di ricostruzione di alcune delle oscillazioni climatiche del Tardi-postglaciale, pur tenuto conto che il gradiente dello zero termico risente molto di fattori locali. Tutto questo alla luce del fatto che nelle Alpi Marittime queste forme sono piuttosto numerose, come constatato in recenti campagne di rilevamento (SERANI, 1995).

Nel Massiccio dell'Argentera anche i campi di massi, pur non molto numerosi, sono presenti. Sono costituiti da mantelli detritici formati da blocchi angolosi di dimensioni metriche, generati dall'alterazione chimico-fisica di una roccia madre mediante processi di *weathering* criergico, fortemente condizionati dal reticolo di fratture impostato sull'affioramento roccioso. A questo proposito è significativo il campo di massi posto sul tratto di cresta che dal Colle del Sabbione sale alla Cima della Scandeira, sviluppatosi proprio in corrispondenza di un affioramento di rocce milonitiche in facies cataclastica. Altri esempi di campi di massi sono stati rinvenuti lungo lo spartiacque fra la Valle del Sabbione e la Val d'Ischietto.

La morfogenesi legata alle valanghe risulta evidente solo in corrispondenza dei versanti lungo i quali la loro caduta è un fenomeno abituale e ciclico. La zona di distacco non è sempre facilmente individuabile ma deve essere ricercata laddove il versante è particolarmente predisposto all'accumulo di neve. Dei fenomeni valanghivi, nel periodo estivo rimangono tracce più o meno evidenti. Il corridoio di valanga è di forma rettilinea, a sezione semi-circolare e rastremato verso il basso. L'accumulo è di dimensioni

TABELLA 2 - Parametri morfometrici dei circhi individuati. E (esposizione); Q (quota della soglia); La (larghezza); Lu (lunghezza); H (altezza); Lu/La; Lu/H; α (inclinazione paleosuperficie glaciale); β (angolo di chiusura delle ali)

TABLE 2 - Morphometric parameters of the cirques identified. E (exposition); Q (threshold height); La (width); Lu (length); H (height); Lu/La; Lu/H; α (slope of glacial paleosurfaces); β (wings closure angle)

		E (°N)	Lu (m)	La (m)	H (m)	Lu/La	Lu/H	α (°)	γ (°)	Q (m)
Valle d'Ischietto	(C1)	45	470	450	230	1,04	2,04	26,0	198	2.550
Valle d'Ischietto	(C2)	18	290	380	110	0,76	2,63	20,7	203	2.590
C.ma d. Scandeira	(C3)	44	510	420	230	1,20	2,21	24,2	180	2.470
C.ma d. Scandeira	(C4)	27	350	410	170	0,85	2,05	25,9	198	2.570
C.ma d. Sabbione	(C5)	13	290	215	150	0,85	2,05	27,3	190	2.420
C.ma d. Sabbione	(C6)	35	200	240	160	0,83	1,25	38,6	197	2.270
Valle Fredda	(C7)	310	200	220	90	0,90	2,20	24,2	195	2.350
Monte del Frisson	(C8)	244	460	410	200	1,12	2,30	23,4	190	2.550
Monte Ischietto	(C9)	86	190	260	120	0,73	1,58	32,2	186	2.220
Monte Ischietto	(C10)	85	180	200	110	0,90	1,63	32,4	190	2.260

modeste, costituito da elementi clastici di dimensioni prevalentemente decimetriche, frammisti a rami, arbusti e pezzi di cotiche erbose, a volte organizzati in veri e propri conici di valanga. Tipicamente questi blocchi si dispongono giustapponendosi gli uni agli altri in equilibrio precario, oppure in posizione instabile su grossi massi. La spiegazione di queste caratteristiche peculiari può essere attribuita al lento scioglimento della neve, con conseguente sovrapposizione dei materiali contenuti a diversa altezza all'interno dell'accumulo di valanga. Corridoi e conici di valanga sono stati individuati lungo i versanti della Valle del Sabbione, in special modo nei pressi del Gias della Culatta.

MORFOLOGIA GLACIALE

LE FORME DI EROSIONE

I diversi circhi individuati testimoniano come la morfogenesi glaciale abbia giocato un ruolo determinante nel modellamento delle valli principali, nonché degli ampi valloni secondari. Sono stati ricavati dei parametri morfometrici relativi alla posizione ed alla dimensione dei circhi, allo scopo di ottenere dati per correlare forme, dimensioni e modalità di sviluppo degli antichi apparati glaciali. I parametri considerati nell'ordine sono: E (esposizione); Q (quota della soglia); La (larghezza); Lu (lunghezza); H (altezza); Lu/La; Lu/H; α (inclinazione paleosuperficie glaciale); β (angolo di chiusura delle ali). Le tecniche geometriche per ottenere i parametri sopra indicati sono descritte da DAMIANI & PANNUZI (1987) e sono già state sperimentate nel Massiccio dell'Argentera da SERANI (1995). È opportuno ricordare che fra i parametri la quota della soglia (S) sia uno dei più difficili da misurare, in quanto essa, a volte, risulta parzialmente o totalmente smantellata dai fenomeni erosivi e di degradazione post-glaciali. Nella tab. 2 vengono elencati i valori ottenuti cercando di eseguire le misure considerando la forma originaria dei circhi dell'area studiata. Rapporti Lu/La maggiori di 1 indicano ghiacciai di tipo vallivo, mentre valori compresi fra 0,5 e 1 sono tipici di ghiacciai di circo. Dai dati morfometrici ottenuti per la Val d'Ischietto e per la Valle del Sabbione, si evince che almeno tre sono i circhi che ospitavano ghiacciai vallivi attualmente estinti. I due circhi che caratterizzano la testata

valliva dominata dalla Cima della Scandeira, dei quali solo uno ha avuto una lingua di ablazione, derivano dallo smembramento dell'unico grande circo in cui albergava il ghiacciaio vallivo della Valle del Sabbione. Secondo EMBLETON & KING (1975) il rapporto Lu/H è genericamente compreso fra 2 e 3, con possibili variazioni regionali, in buon accordo con l'intervallo dei dati ottenuto, variabile fra 1,25 e 2,63. I valori di inclinazione della paleosuperficie di ghiaccio nel circo (α) sono tutti maggiori di 12° e, in cinque casi, anche di 25°. Il primo valore è ritenuto quello minimo perché avvenga la rotazione della massa ghiacciata con conseguente escavazione del substrato; il secondo valore viene indicato come il limite inferiore al di sopra del quale al ghiacciaio estinto si può attribuire la caratteristica di vedretta. In effetti i circhi della Cima del Sabbione (C₅ e C₆) e del M. Ischietto (C₉ e C₁₀) sembrano per posizione topografica e caratteristiche geomorfologiche, confermare questa ipotesi. Al di là dei limiti imposti alle considerazioni statistiche dall'esiguo numero di valori, il confronto fra l'angolo di chiusura delle ali (γ) ed il rapporto Lu/La mostra una certa correlabilità inversa, spiegabile con la tendenza dei circhi ad ali più aperte ad avere una lingua valliva.

Lo sviluppo dei circhi su più parti della medesima cresta, ha determinato, per convergenza delle muraglie verso un punto centrale, la formazione di un rilievo piramidale, costituito da una netta punta rocciosa. A questo proposito sono da segnalare due esempi alla testata della Valle d'Ischietto, oltre a quello costituito dal M. del Frisson, al margine occidentale dell'area.

L'unica sella di transfluenza accertata corrisponde ad un breve tratto dello spartiacque fra la Val d'Ischietto e la Valle del Sabbione. Qui la direzione di scorrimento desunta da evidenti tracce di esarazione glaciale testimonia una transfluenza dall'alta Val d'Ischietto nella Valle del Sabbione, come conferma anche lo stesso spartiacque costituito, per un breve tratto, da una cresta rocciosa smussata. A parte questa particolare situazione morfologica, anche gli altri spartiacque principali sono di chiara origine glaciale, ma costituiti da creste rocciose nette.

Osservando il profilo longitudinale delle valli studiate, si possono individuare diversi gradini in roccia, alle spalle dei quali sono presenti conche di sovraescavazione. Quest'ultime, che rappresentano un momento di stasi nel mo-

FIG. 7 - Conca di sovraescavazione glaciale del Lago della Vacca (alta Valle del Sabbione). Visibile il Colle del Sabbione ed il bastione roccioso che lo sovrasta costituito da paleomiloniti in giacitura sub-verticale.

FIG. 7 - Overdeepened hollow of the Lago della Vacca (high Valle del Sabbione). The Colle del Sabbione is visible together with the rocky bastion which stands over it, consisting of paleomilonites in sub-vertical layering.



vimento di ritiro della lingua glaciale, possono essere occupate da un piccolo lago o da depositi di varia natura. Lungo la Val d'Ischietto si contano tre gradini in roccia che in due casi sono associati a conche di sovraescavazione. Il Lago della Vacca, posto all'interno di una conca di sovraescavazione ben conservata (fig. 7), è parzialmente interrato da depositi fluvio-palustri e di versante. A testimonianza della loro origine glaciale e del loro significato paleoclimatico, sulla soglia di queste conche, sono spesso presenti depositi morenici sparsi e forme di abrasione glaciale. In prossimità della testata della Val del Sabbione, i resti di rocce montonate con strie glaciali sono mal conservati. Tuttavia l'analisi delle direzioni ha permesso l'individuazione di un'orientazione media di 70N. Queste forme di erosione glaciale si sono molto ben conservate, invece, nella Val d'Ischietto dove, in alcuni punti, alle rocce montonate e striate (20N) sono associati anche spettacolari solchi glaciali.

LE FORME DI ACCUMULO

I depositi glaciali sono abbastanza comuni e si presentano sia sparsi che con la classica forma di cordone morenico. Nonostante il cattivo stato di conservazione e la parziale sepoltura esercitata da altri corpi detritici, sono state possibili osservazioni sedimentologiche, operando qualche piccolo sbancamento e sfruttando le poche sezioni naturali. In prossimità delle piccole conche di sovraescavazione della Val d'Ischietto, i depositi glaciali, presenti sotto forma di piccoli cordoni morenici, appaiono costituiti da un diamict massivo a supporto di matrice grossolana sabbiosa-ghiaiosa, con elementi litici cristallini eterometrici, con dimensioni massime di qualche decimetro. Il deposito più importante è costituito dal cordone morenico latero-frontale, che sbarra l'ampio vallone secondario scolpito nelle rocce anatessitiche del versante sinistro della Val d'Ischietto (fig. 8). L'importanza di questo cordone, oltre che nelle sue dimensioni, risiede nel fatto che ad esso, nella

sua parte retrostante, si appoggia uno dei rock glacier meglio conservati dell'area rilevata.

Il deposito morenico più cospicuo della Valle del Sabbione si ritrova in prossimità del Gias della Culatta, dove si estende su ambo i lati della valle con quote variabili da 1 860 m a 1 920 m circa ed è inciso centralmente dal Torrente Sabbione. Un piccolo sbancamento, effettuato in prossimità dell'incisione del torrente, ha permesso osservazioni sedimentologiche: si tratta di un diamict massivo a supporto di matrice, con elementi litici cristallini sfaccettati ed arrotondati immersi in una matrice abbondante sabbiosa-ghiaiosa. Verso l'alto *debris flows* e coni di valanga si sovrappongono alla coltre detritica glaciale.

La parte frontale del deposito morenico del Gias della Culatta si sovrappone ai terreni sedimentari della copertura autoctona e presenta sulla sua superficie numerose depressioni da subsidenza, imputabili alla carsificazione della sottostante formazione calcareo-gessosa triassica (Carniole inferiori e superiori), del tutto simili, nel meccanismo di formazione, alle doline alluvionali. La forma in pianta di queste doline è prevalentemente ellittica, con un diametro variabile dai due ai cinque metri. Le sezioni verticali mostrano sviluppi in altezza variabili ma mai superiori ai tre metri. La forma tridimensionale è grosso modo emisferica e sul fondo non sono visibili punti assorbenti. Sempre nei pressi del Gias della Culatta, è possibile notare come l'insorgere di questo fenomeno carsico si estenda anche alle coltri detritiche di versante.

I depositi glaciali superiori sono stati rinvenuti alla testata della Valle del Sabbione. Modesti cordoni morenici, costituiti da un diamict massivo a supporto clastico, con blocchi a spigoli vivi di dimensioni massime attorno al metro sono localizzati in corrispondenza della conca di sovraescavazione, parzialmente occupata da un piccolo lago, alla testata della Valle del Sabbione. Il deposito si sviluppa da una quota massima di 2 670 m ad una quota minima di 2 630 m. Anche nella parte più occidentale della testata valliva, in prossimità del Colle del Vei del Bouc, i depositi



FIG. 8 - Cordone morenico frontale della Val d'Ischietto al quale si appoggia, nella sua parte interna, un rock glacier.

FIG. 8 - A rock glacier covers the internal edge of Val d'Ischietto frontal morainic ridge.

glaciali sono organizzati in piccoli archetti, che verso il basso si estendono fino a 2 560 m, dove si appoggiano sulla soglia di un netto gradino glaciale in rocce anatessitiche. Relativamente a quest'ultimi depositi è stato possibile stimare, sebbene mascherata da processi di versante, la quota d'attacco alle rocce del circo della morena laterale del più esterno degli archetti. Questa quota, 2 640 m, riveste una notevole importanza in quanto segna l'inizio della deposizione della morena laterale e quindi, indirettamente, da indicazioni sul limite di ablazione dell'apparato glaciale estinto.

La Valle Fredda, tributaria destra sospesa sulla Valle del Sabbione, contiene depositi glaciali molto sviluppati e conservati. Tra 1 950 m e 1 990 m è presente un primo archetto morenico, ricoperto da una cotica erbosa, con una parte frontale parzialmente smantellata da processi di erosione torrentizia. Risalendo la valle si raggiunge un imponente sbarramento morenico posto ad una quota variabile fra i 2 100 m e 2 150 m. Alle spalle, la coltre detritica glaciale si sviluppa con una successione di archetti coassiali, alcuni dei quali parzialmente smantellati. L'aspetto generale del deposito è quello di un diamict massivo a supporto clastico, con intervallo dimensionale degli elementi litici variabilissimo, con blocchi anche di 5-6 m di diametro. Sulla soglia del circo sospeso su quello principale della Valle Fredda è stato cartografato un piccolo deposito morenico, ad una quota stimata di circa 2 300 m.

Sull'ampio versante che va dalla Cima del Sabbione alle propaggini occidentali della Rocca dell'Abisso, sono presenti alcuni piccoli depositi glaciali che, in alcuni casi sono sparsi al di sopra dell'ampio ripiano roccioso, in altri casi assumono la forma di piccoli cordoni morenici. Relativamente al deposito posto sulla soglia del circo dominato dalla Cima di Peirafica, si ripropone la stessa situazione morfologica osservata nella Val d'Ischietto: alle spalle del cordone frontale, si è sviluppato un *rock glacier* che, verso il basso, si spinge fino quasi a sovrapporsi alla parte interna dell'arco morenico.

Nonostante i reiterati tentativi, la mancanza di ritrovamenti di composti naturali databili e di sequenze palinologiche, ha reso necessaria una ricostruzione della storia glaciale con il metodo quantitativo classico di HÖFER (1922) (tab. 3). FEDERICI & PAPPALARDO (1991), analizzando i depositi glaciali della Val Gesso e della bassa Val Busset, hanno individuato i depositi terminali del ghiacciaio che, nel momento di acme espansivo (18.000 anni B.P.), era giunto in corrispondenza dell'abitato di Valdieri (760 m), con relativo limite delle nevi posto a 1 780 m circa. Gli Autori hanno descritto anche altri depositi, oltreché pleistocenici, olocenici. Tra essi è da ricordare lo spettacolare cordone morenico sinistro della Serrera dei Castagni, nei pressi di Trinità di Entracque (1 000 m), lungo circa 4 Km e con uno sviluppo dal fondovalle di 200 m (MALARODA & *alii*, 1970). Il deposito frontale più basso del Gesso di Entracque è costituito dall'archetto di Ponte Murato (825 m), attribuito al primo stadio tardiglaciale, mentre risalendo la Val Busset a quota 1 300 m, nei pressi del Gias d'Ischietto, poco prima della confluenza fra la Valle del Sabbione e la Val d'Ischietto, un piccolo arco frontale, parzialmente smembrato dall'erosione torrentizia, testimonia una seconda fase stadiale, con limite delle nevi attorno ai 2 073 m. All'interno della Valle del Sabbione il primo deposito glaciale, significativo di un terzo stadio di ritiro, è quello del Gias della Culatta, a quota 1 900 m e con limite delle nevi stimato a 2 323 m (tab. 3). Al gradino in roccia, di origine glaciale, posto a 2 250 m, può essere attribuita la quarta fase stadiale, con limite delle nevi salito fino a 2 498 m. La quinta tappa di ritiro è testimoniata dagli archi morenici posti in prossimità della soglia del circo occidentale della Valle del Sabbione, a quota 2 590 m e relativo limite delle nevi a 2 656 m. All'interno della Val d'Ischietto al terzo stadio corrisponde il deposito glaciale, organizzato in cordoni, che si ritrova alla quota di 2 240 m. Il gradino glaciale e l'arco morenico frontale di 2 500 m sono l'espressione del

TABELLA 3 - Schema riassuntivo delle quote degli stadi di ritiro (A), della variazione del limite delle nevi (LN) e del suo incremento relativo (IR)

TABLE 3 - Scheme summarising heights of the retreat stages (A), of the variation in snowline (LN) and its relative increase (IR)

	A (m)	LN (m)	IR
Valle del Sabbione	1.900	2.325	
	2.250	2.495	175
	2.560	2.655	160
Valle d'Ischietto	2.240	2.470	
	2.500	2.600	130

quarto stadio di ritiro. Infine la Valle Fredda presenta, a quota 1 950 m, un primo arco morenico, smembrato frontalmente, attribuibile al terzo stadio, seguito, a 2 170 m, dall'imponente sbarramento morenico che rappresenta il quarto stadio di ritiro.

CONCLUSIONI

Dalle ricerche di campagna sono emersi alcuni aspetti meritevoli di ulteriori indagini, in special modo per quanto riguarda la morfogenesi glaciale e periglaciale. L'impossibilità di basarsi su un numero anche minimo di date radiometriche significative ha rappresentato un ostacolo insormontabile nella realizzazione di una sequenza cronologica clettagliata degli eventi morfologici, in particolare quelli relativi al glacialismo. Tuttavia il tentativo di ricostruire le tappe di ritiro delle lingue glaciali mediante la valutazione della variazione altimetrica del limite delle nevi, ha portato, al di là dei limiti intrinseci di questo metodo, a valori stadiali di quota che presentano una certa confrontabilità, in alcuni casi una coincidenza quasi perfetta, con quelli stimati per le altre valli del versante italiano del Massiccio dell'Argentera e delle Alpi Francesi meridionali (DIJKSTRA & alii, 1990).

Rimangono da inquadrare cronologicamente anche i *rock glacier* individuati. EVIN & FABRE (1990) affermano che il massimo sviluppo di queste forme, desunto dallo studio di *rock glaciers* attivi ed inattivi della regione delle Alpes du Sud, deve essersi avuto nel Postglaciale e più precisamente nel Sub Boreale. L'analisi delle quote minime, estesa anche a forme non comprese nell'area oggetto delle presenti note, ha rivelato come esse si distribuiscano in un intervallo altimetrico piuttosto ampio. Ciò fa ritenere che la formazione dei *rock glaciers* sia avvenuta in più momenti durante il Postglaciale, senza escludere una loro riattivazione durante la Piccola Età Glaciale.

Attualmente le acque correnti superficiali e la gravità sono gli agenti morfogenetici maggiormente attivi, in grado di realizzare forme di erosione e di deposito di considerevoli dimensioni. Sono stati rilevati, infatti, numerosi corni di debris flows attivi e diffuse forme di ruscellamento concentrato che, in un caso, sono organizzate in un'area di erosione accelerata, tutt'oggi in rapida evoluzione. Tuttavia non è da sottovalutare anche l'opera di smantellamento degli affioramenti rocciosi, alle quote più elevate, per mezzo di fenomeni criergici ancora attivi.

BIBLIOGRAFIA

- BARSCHE D. (1977) - *Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments*. Earth Surf. Proc. Landf., 2, 231-245.
- BIANCOTTI A. (1974) - *La tettonica della regione circostante il Lac des Mesches (estremo sud-orientale del Massiccio dell'Argentera)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, VIII, 16, 3, 389-396.
- BRUSCHI G. (1996) - *I debris flows del Gesso della Barra e di Monte Colombo (Gruppo dell'Argentera, Alpi Marittime)*. Acc. Sc. Torino - Atti Sc. Fis., 130, 1-22.
- CAMOLETTO C.F. (1930) - *Le variazioni periodiche dei Ghiacciai delle Alpi Marittime. 1893-1930*. Boll. Comit. Glac. It., ser. 1, 10, 189-212.
- CAMOLETTO C.F. (1932) - *Il Gruppo Clapier-Maledia-Gelas*. Boll. Comit. Glac. It., ser. 1, 12, 29-57.
- DAMIANI A.V. & PANNUZI L. (1987) - *La glaciazione Pleistocenica nell'Appennino Laziale-Abruzzese. III Nota: Opportunità di precisazioni terminologiche, metodologiche ed introduzione di parametri morfometrici*. Boll. Serv. Geol. It., 105 (1985-86), 75-96.
- DIJKSTRA T.A., JANSSEN C.R., MIDDELKOOP H. & SALOMÈ A.I. (1990) - *Observations concerning the extent and chronology of the late-glacial deglaciation stages in the southern french Alps on the basis of two pollen diagrams*. Quaternaire, 2, 123-137.
- DUMAS B. & RAFFY J. (1993) - *The study of stone trails with painted tracers on unstable slopes in the southern French Alps: preliminary results*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 16, 37-45.
- EMBLETON & KING (1975) - *Glacial and periglacial geomorphology*. Arnold, London, 187 pp.
- EVIN M. & FABRE D. (1990) - *The distribution of Permafrost in Rock Glaciers of the Southern Alps (France)*. Geomorphology, 3, 57-71.
- FAURE-MURET A. (1955) - *Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires*. Mem. Carte Géol. France, 336 pp.
- FEDERICI P.R. & PAPPALARDO M. (1991) - *Nota introduttiva alla morfologia glaciale della Valle Gesso di Entracque (Gruppo dell'Argentera, Alpi Marittime)*. Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, Guida all'escursione primaverile 28-31 Maggio, 13-16, Cuneo.
- HÄBERLI W. (1990) - *Scientific, environmental and climatic significance of rock glaciers*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 823-831.
- HANNSS C. (1970) - *Les glaciers les plus meridionaux des Alpes: observations de morphologie glaciaire dans les Alpes Maritimes, versant italien*. Rev. Geogr. Alpine, 68, 619-648.
- HÖFER H. (1922) - *Die relative Lage der Firmlinie*. Peterm. Geogr. Mitteil., 68, 57 pp.
- JULIAN M. (1980) - *Les Alpes Maritimes Franco-Italiennes*. Thèse de Doct. d'Etat, Publié avec l'aide du Comité Doyen Jean Lépine de la Ville de Nice, edit Librairie Honoré Champion, Paris, 2 vol., 833 pp.
- LHENAFF R., COULMEAU P., Lecompte M. & MARRE A. (1993) - *Erosion and transport processes on badlands slopes in Baronnies Mountains (French Southern Alps)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 16, 65-73.
- MALARODA R. (1974) - *Prime osservazioni sulla tettonica ed il metamorfismo in corrispondenza al prolungamento sud-orientale della sinclinale intracristallina Lago del Vei del Bouc-Colle del Sabbione*. Mem. Soc. Geol. It., 13, 319-325.
- MALARODA R., CARRARO F., DAL PIAZ G.V., FRANCESCHETTI B., STURANI C. & ZANELLA E. (1970) - *Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1:50000 e note illustrative*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 557-663.
- RAPETTI F. & VITTORINI S. (1992) - *Aspetti del clima del Bacino del Gesso (Alpi Marittime) in relazione alla presenza di alcuni piccoli ghiacciai*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 15, 149-158.
- SACCO F. (1911) - *L'esogenia quaternaria nel Gruppo dell'Argentera (Alpi Marittime)*. Giorn. Geol. Pratica, 5-6, 3-48.
- SACCO F. (1912) - *I ghiacciai antichi ed attuali delle Alpi Marittime Centrali*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 51, 99-129.
- SACCO F. (1932) - *Il glacialismo nelle Alpi Marittime Italiane*. Min. LL.PP., Uff. Idrogr. Po, 10, 42 pp.
- SERANI A. (1995) - *Note geomorfologiche sulla Valle della Meris (Gruppo dell'Argentera-Alpi Marittime)*. Acc. Sc. Torino-Atti Sc. Fis., 129, 75-93.
- VAN STEIJN H., DE RUIJ J. & HOOZEMANS F. (1988) - *Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps*. Zeit. Geomorph., N.F., 32, 143-161.
- VERNET J. (1967) - *Le massif de l'Argentera. Données récentes sur la tectonique du massif de l'Argentera*. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 43, 193-243.