

GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA CNR (\*)

**RICERCHE GEOMORFOLOGICHE NELL'ALTA VAL DI PEIO  
(GRUPPO DEL CEVEDALE)**

ABSTRACT: GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA CNR, *Geomorphological research in the upper Val di Peio (Cevedale Group, Central Alps, Italy)* (IT ISSN 0084-8948, 1986).

INTRODUCTION. This geomorphological research is the result of a study carried out by specialists from different universities and promoted by the National Group of Physical Geography and Geomorphology of the CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche).

The aim was to gather the Italian researchers who usually work in the field of Geomorphology and related sciences in order to probe, by means of field work *stages* and scientific seminars, some topics concerning glacial and periglacial morphology. As a matter of fact the functions of the group are first of all to coordinate the activity of the research, by favouring the scientific meetings in order to go deep into the research methodologies and to keep in touch with the international geomorphological organizations, particularly with the IGU, its Commissions and its Working Groups.

The researches started with a field work *stage* (July 1982) with the participation of 24 researchers from 11 universities. The Italian Glaciological Committee contributed to the research. A second *stage* was held in September 1983 and it was joined by five researchers who did not attend the first one. The names of all the participants are reported on the geomorphological map.

THE VAL DELLA MARE: GEOGRAPHICAL, CLIMATIC AND GLACIOLOGICAL FEATURES. The *Val della Mare*, which has been chosen for the present research, is situated in the Central Alps, in the *Ortles-Cevedale* Group. It belongs to the basin of the *Noce* Stream, tributary of the *Adige* River, and represents the northernmost part of the *Val di Peio*. The *Val della Mare* has a surface of 68 km<sup>2</sup>, it is about 7 km long, from *Passo della Forcola* (3 032 m) to the confluence between the *Noce* Stream and the *Noce Bianco* Stream, and runs from *Monte Cevedale* (3 769 m) down to the above mentioned confluence (1160 m). It shows an asymmetric transversal profile, with the river bed closer to the eastern watershed. The crest line that delimitates the valley to the East, with an approximately meridian trend, has an altimetry lower than the western one, which shows an oblique trend and is everywhere higher than 3 000 metres.

The valley is rather narrow and deeply cut in its lower sector down to *Malga Mare* (1 968 m); it becomes progressively larger and it opens in its upper part into a very wide head, bordered by the flanks of *Cima Cevedale* to the NW and of *Cima Venezia* (3 386 m) to the NE. The valley is connected through the *Passo della Forcola* with the *Martello* Valley (*Rio Plima, Adige*) to the North, and through the *Bocchetta di Saènt* (3 202 m) with the *Val di Rabbi* (*Rabbiés* Stream, *Adige*) to the East. The longitudinal profile shows two valley steps, between *Malga Prabón* and *Malga Mare* (altitude drop 150 metres), and between *Malga Mare* and *Pian Venezia* (250 m), respectively.

As to the climate, the *Val della Mare* is located in a belt transitional between continental type regimes (that may be actually found

in the northern valleys of the group) and regimes marked by a Mediterranean influence, with autumnal and spring rains.

The annual precipitations are moderately abundant because of the valley trend transversal to the Alpine chain; they increase along its longitudinal profile up to 1 900-2 000 mm per year in the higher areas. This figure has been obtained from the high altitude totaliser data and the water equivalent of the seasonal snow accumulation in the glaciated areas.

The snowfalls range from 258 cm at 1 200 m to 538 cm at 2 600 m of altitude, with an annual nivometric coefficient ranging from 0.35 to 0.60. The maximum thicknesses of the snow cover, which range from 50 cm at 1 200 m to 150 cm at 3 000 m of altitude, can reach very higher values during particularly snowy years (i.e. 1976-77).

The mean annual temperatures are negative above 2 300 m, while the averages of the summer months are negative only for the highest areas of the group. The freeze-thaw cycles are 229 at 1 580 m of altitude, with a regime characterized by a winter maximum and a summer minimum, and 206 at 2 600 m, with two maxima in autumn and spring; a summer maximum is observed between 2 700 and 2 900 m of altitude.

Glaciers are at present widely developed in the *Val della Mare* as well as in the whole *Ortles-Cevedale* Massif, which is the most widely glaciated area of the Italian Alps.

On the basis of the data recently collected for the World Glacier Inventory, nine glaciers are present in the valley over a total surface of 13.52 km<sup>2</sup>, with a surface increase of 20% if compared to the data of the *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (1959-1962).

Various morphological types can be found, among which mountain glaciers are prevailing, although well developed valley glaciers are also

(\*) *I Ricercatori qui di seguito elencati, raggruppati per Ente di appartenenza, hanno contribuito alla realizzazione della ricerca nella misura indicata in ogni capitolo e nella carta geomorfologica allegata: BARTOLINI Carlo, PRANZINI Enzo (Dip. Scienze della Terra, Università Firenze); BOENZI Federico (Dip. Geologia e Geofisica, Università Bari); CARTON Alberto, PANIZZA Mario, SOLMI Mario, TRICHES Roberto (Ist. Geologia, Università Modena); CASTIGLIONI Giovanni B., PELLEGRINI Giovanni B., TONIETTO Wladimiro, ZANON Giorgio (Dip. Geografia, Università Padova); CATASTA Guido, SMIRAGLIA Claudio (Ist. Geografia Università S. Cuore, Milano); CERONI Giovanni, DAL PIAZ Giorgio V., FERRETTI TORRICELLI Flavia (Ist. Geologia, Università Padova); COCCO Sergio (Provincia Autonoma di Trento); COLTORTI Mauro, DRAMIS Francesco, GENTILI Bernardino, PERGALANI Floriana (Dip. Scienze della Terra, Università Camerino); DI GREGORIO Felice, MARINI Alberto (Dip. Scienze della Terra, Università Cagliari); FEDERICI Paolo Roberto (Ist. Scienze Geologico-mineralogiche, Università Sassari); MIOLA Antonella, PAGANELLI Arturo, PENSO Daniela, TODARO Antonio (Dip. Biologia, Università Padova); OROMBELLI Giuseppe (Dip. Scienze della Terra, Università Milano); TELLINI Claudio (Ist. Geologia, Università Parma); VERCESI Pier Luigi (Dip. Scienze della Terra, Università Pavia); ZAMBRANO Rodolfo (Ist. Fisica Terrestre, Università Padova).*

present. The glaciers of the *Val della Mare*, after the great expansion of the last century and after a modest advance during the second decade of the present century, underwent a long retreat phase that created major modifications of their structures and of the features of the proglacial areas. Since a few decades a new advancing phase has been taking place, according to a tendency which is almost general over the Alpine chain.

**GEOLOGICAL OUTLINE AND STRUCTURAL MORPHOLOGY.** The crystalline basement of the upper *Val di Peio* belongs to the *Ortles* Nappe, upper Austroalpine system, Central-Eastern Alps. Its structural setting is synthetically represented in the tectonic sketch included below the geomorphological map. It shows, from the South to the North and from the top to the bottom, the following nappe systems and units: a) Southern Alps, outcropping between in the *Po* Valley and the Periadriatic Lineament, b) Undifferentiated Penninic and Ophiolitic Units, outcropping West of the Austroalpine Nappes and under those in the Engadine and Tauern tectonic windows, d) Helvetic Units, e) Foredeep Oligocene Molasse. The tectonic sketch also shows the distribution of the main periadriatic plutons mostly of Oligocene age (one of them outcrops in the *Val di Peio*).

The crystalline basement of the *Val della Mare* consists mainly of greenschist facies phyllitic paraschists, of a large body of granodiorite orthogneisses and of a belt of micaschists with staurolite relicts, occurring in the southernmost part of the map. Furthermore a few intercalations of metabasites (*Catena Rossa*) and tectonic slices of serpentinites (*C. Cavaion*) have been distinguished.

The phyllite complex includes several intercalations of fine grained quartzites from a few metres to a few centimetres thick, which are not represented on the map. Microscopically these lithotypes consist of the typical greenschist facies association with quartz, albite, chlorite, muscovite  $\pm$  biotite  $\pm$  epidote. Significant relicts of oligoclase and garnet point out the polymetamorphic character of the complex. Likely it results from the retrograde metamorphism of the amphibolite facies micaschists (biotite, garnet, staurolite, muscovite and plagioclase) preserved between *C. Cavaion* and the *Val Piana*, at the southern margin of the map. The two complexes are separated by a transition zone characterized by paraschists with retrograde metamorphism of medium intensity. Moreover the polymetamorphic character of the greenschist facies paraschists is indirectly proved by the occurrence of the granodiorite orthogneisses of *Verdignana*, outcropping East of *Lago del Careser* inside the three complexes of paraschists which have been distinguished on the map. The latter form a lenticular body almost 1 km thick, conformable with the embedding paraschists and closed to the North by a complicated megascopic fold. Its occurrence suggests that the embedding rocks were already metamorphic during the intrusion (probable Ordovician age) and that the schistosity prevailing in the region was produced by the following Hercynian cycle. The chronological attribution of the retrograde metamorphic greenschist facies conditions of the high-grade basement remains uncertain. It may be related to the Late Hercynian and/or to the Alpine orogeny. The importance of the Alpine effects seems probable on the basis of the radiometric data obtained in the neighbouring areas. The structural setting of the basement is represented in two profiles below the map. It is characterized by a sequence of megascopic antiforms and synforms pointed out by the main schistosity that generally coincides with the transposed lithologic banding. At the mesoscopic scale three generations of folds and several systems of late fractures were locally recognized.

The intrusion of the quartzdiorite-tonalite body of *Malga Mare - Pala della Donzella* is subsequent to the last ductile deformations of the basement rocks. Some Rb-Sr and K-Ar datings (around 31 Ma) indicate a Late Alpine age. The pluton outcrops in small apophyses, but it is much larger in the subsurface (see profile 2), as indicated by the wideness of the contact metamorphism aureole. The latter is characterized by corneubianites with biotite, andalusite, plagioclase, sillimanite, spinel and corundum.

The geomorphological survey has pointed out relief features that can be related to differential erosion due to a lesser extent to lithologic differences and, mostly, to tectonic features.

The strike analysis of the lineaments and of the fluvial segments

has pointed out that both have been conditioned by the prevailing schistosity trends.

The geomorphological survey has been followed by a preliminary mesostructural study of the brittle structures. Forty striated fault planes have been measured. Two of them belong to a porphyrite of Late Alpine age. As should be expected, the spatial distribution is highly dispersed.

**GLACIAL MORPHOLOGY.** The forms carved on rocks show a remarkable variety of types, from glacial valleys to associations of forms including cirques, glacial steps, "roches moutonnées", rock basins, erosion scarps, often controlled by the structure.

A dissymmetry on the whole is present in the head area of the *Val della Mare*: deep valley separated by crests develop to the West with altitude differences ranging from 1 200 to 1 700 m; basins and wide level grounds with a complex topography are common instead to the East, with crests, on the average, at lower altitudes. This partly explains the different shape and the different dynamics of the past and present glaciers in the two sectors of the studied area.

The research has been concentrated in the *Val Venezia* and precisely on a valley reach excavated as a basin with an uphill-facing threshold, dissymmetric flanks and with an alluvial plain in the centre, which hides the features of the bedrock.

*Bedrock depth in the Val Venezia.* Geophysical investigations have been carried out with two different methods; electrical and low-energy refraction seismic surveys. The two methods provided the same results in areas of shallow bedrock. On the contrary, where the detrital-alluvial cover is thick, only the geoelectrical method proved to be reliable. The electrical surveys have been arranged along four profiles parallel to the valley axis. A few transversal profiles have also been graphically drawn from the collected data. Depths of the rock bottom down to 40-42 m below ground level have been detected as well as a buried uphill-facing oblique step, similar to the one that can be seen, on the surface, closing the basin downstream.

*Accumulation forms.* The field work carried out to complete the geomorphological map has provided an inventory of the moraine deposits as well as elements for their genetic study and for the chronological outline. In general it has been possible to distinguish the Late Glacial moraines from those of the Holocene "Little Ice Age", keeping into account that the plant cover and the soils are definitely more developed on the Pleistocene moraines.

*Late Glacial moraines.* Several glaciers gathered in the basin of *Malga Mare* and, during the oldest phases, formed a great ice mass that from here flowed in the lower *Val della Mare*, outside the studied area. Therefore in most cases lateral moraines rather than frontal moraines have been preserved. In the confluence area, because of the valley steps that leave little space to continuous end moraines, the relationships between the various tongues are not completely known, since there may exist a few differences of age between the various observed moraine remnants. Upstream, the Late Glacial lateral moraines are well preserved especially on the flanks of the *Val Venezia* and of the *Valle del Careser* as well as on the slightly prominent right flank of the *Valle del Lagolungo*, where a few transfluences developed towards the *Val Venezia*.

The average altitude of the Late Glacial lateral moraines attains 2 730 m a.s.l., which is 250 m lower than the corresponding average altitude calculated for the moraines of the "Little Ice Age". This value corresponds to the snow-line depression which occurred between the Egesen and/or Daun stages and the first half of the 19<sup>th</sup> century.

In the *Val Venezia* and in other places, due to the presence of several flanked lateral moraines, it is clear that these ones belong to different subsequent Late Glacial advances. In the *Val Venezia*, in one case, the snow-line depression with respect to the first half of the 19<sup>th</sup> century could be calculated by keeping into account the altimetric development of the ancient *Ghiacciaio della Mare*, which has left a frontal moraine at 2 280 m of altitude. The calculation has provided a difference of 100 + 170 metres, which agrees with the attribution of this

moraine to the Egesen stage. Although the paleobotanic studies on some peat deposits of this area are not yet finished (May 1986), at the present time it is already possible to communicate the results of a  $^{14}\text{C}$  radiometric dating relative to peat deposits located immediately upstream the frontal moraine at 2 280 m of altitude. The base of the peat deposit has provided an age of  $9\,130 \pm 320$  years. Therefore it results that this part of the *Val Venezia* was totally deglaciated during early Holocene times (Preboreal) and the attribution of the moraine just downstream the peat deposit to the Egesen stage is confirmed.

*Holocene or of the "Little Ice Age" moraines.* They are well developed in the sectors once occupied by the tongues of the three glaciers: *Vedretta Rossa*, *Vedretta della Mare*, *Vedretta del Careser*. The huge lateral moraines generally have a single sharp crest, affected by severe denudation processes on the steep internal flank. In several places they show a complex structure, due to the presence of several superimposed moraines, double crest, and lateral ice lobe digitations. For the *Vedretta della Mare* a few frontal moraines also have been preserved, so that it has been possible to go further into a more detailed study in order to distinguish the various building phases of the moraines as well as the evolutionary phases of the glacier.

On the basis of the reconstructions of the three major glaciers and of other small glaciers during the phase of maximum advance in the first half of the 19<sup>th</sup> century, a calculation of distinctive altimetric values has been made: the mean altitude, the altitude of the contour line that subdivided the surface of the glaciers in a 1:1 ratio and in a 2:1 ratio.

*The Vedretta della Mare during the "Little Ice Age".* The fluctuations of the *Vedretta della Mare* during the "Little Ice Age" have been reconstructed with the geomorphological and lichenometric study of the moraines of the *Val Venezia* and with an investigation on cartographic and iconographic documents. A first phase of maximum advance can be referred to the 18<sup>th</sup> (or 17<sup>th</sup>) century and it is documented by a small moraine, external to the left lateral moraine. The glacier attained its maximum length probably around 1820. Other minor advances occurred approximately in 1850, 1890 and in 1923.

The progressive building up of the lateral moraines, accompanied by a gradual narrowing of the glacial bed, forced the glacial tongue to grow longer and longer during the subsequent major advances, getting over and destroying the moraines of the initial phases of the "Little Ice Age" and of the previous Holocene advances.

*Present morphogenesis at the front of the three main glaciers.* The proglacial areas are the seat of some morphogenetic processes peculiar both for what concerns the end of the great phase of glacial retreat during the present century and for the recent tendency to a new advance. This last phase leads to the formation of new frontal moraines for the two glaciers. Furthermore in the area once occupied by the northern tongue of the *Vedretta Rossa* (at present separated from this one and called *Vedretta Venezia*) a conspicuous mass of dead ice persists under a thick debris cover. That allows to observe on the surface a dead ice topography in a continuous evolution, as well as earth flows, active during the period of strong ablation.

**PERIGLACIAL MORPHOLOGY.** The climatic conditions of the area, characterized by low temperatures, by remarkable seasonal and daily thermal excursions with frequent cycles of freezing and thawing and by abundant snowfalls, allowed and still favour the activity of the morphogenetic processes connected with discontinuous frost and snow. Such activity has also been favoured by the lithostructural setting of the bedrock, which consists mainly of schistose metamorphic rocks strongly fractured and particularly prone to weathering. Furthermore it must be taken into account that also the activity of men has exerted an influence on the extent of the areas affected by periglacial processes. In fact men's activity has caused in the past remarkable lowering of the tree line.

*Frost wedging (gelifraction).* One of the most peculiar features of the area is the great abundance of angular clasts of different sizes which partly cover the slopes and which accumulate in the valley bottom. Frost wedging is favoured by frequent freeze-thaw cycles as well as by joints and by the lithologic nature of the bedrock.

Clasts of different shape and size are present depending on the lithology of the bedrock: flattened elements often a few centimeters sized are derived from micaschists and parashists, while coarser elements, generally isodiametric, are made of orthogneiss and granodiorite. Furthermore a fair amount of fine materials is the result of both microgelifraction and superficial weathering that took place also during previous climatic phases. A remarkable amount of fine materials represents the product of glacial abrasion processes.

The clastic materials are affected by slope processes (frost creep, solifluction, snow creep, sheet and rill erosion, debris flow, etc.) and transported towards the base of the slopes where they form, at places, accumulations of remarkable extent and thickness. They also provide an important contribution to the glacial morphogenesis, since they are the source material of the glacial deposits.

The reorganization effects due to discontinuous frost and to snow are well evident where the detrital materials lie on almost flat or gently inclined surfaces (frost heaving, differential heaving, patterned ground, etc.). When easy paths for water drainage are present in the underlying bedrock, peculiar tunnel or bowl-shaped hollows form inside the detrital material, where snow is present until late summer. Such depressions are due to the progressive washing out of the finest material produced by the water of snow melting which are absorbed in the subsurface.

At lower altitudes (particularly below 2 500 m on the average) the detrital materials are abundantly covered by lichens and by herbaceous plants and shrubs. Upwards from this altitude the plant cover progressively decreases and disappears almost completely above 2 800 m. Here the debris are unweathered and uncovered.

*Solifluction.* Sometimes benches, uphill-facing steps and lobes, related to solifluction, can be observed on the detrital covers of different grain-size and origin and on the moraine deposits.

Generalized solifluction can be often observed on deposits characterized by a large amount of clay. The flat-floored small valleys locally present in the area can also be referred to previous processes of generalized solifluction as well as to sheet erosion.

As far as the activity of these forms is concerned it can be asserted that the ones originated on material with a large amount of clay are generally active, even at the lowest altitudes. The forms affecting the coarser debris show evidences of activity only at the highest altitudes.

*Block streams.* Elongated accumulations of blocks, consisting mainly of elements a few dm long, devoid or almost without any matrix and arranged mainly with their major axes parallel to the slope, can be frequently observed on the flanks of the valleys, along erosion furrows or on the bottom of small valleys.

The sizes of these forms are variable but rarely they are larger than a few metres and longer than one hundred metres.

The origin of block streams is uncertain even if it is likely that they have been formed by solifluction processes. The matrix between the blocks would have been subsequently washed out by waters of snow melting.

*Rock-glaciers.* Several forms which can be interpreted as rock-glaciers are present in the area. The forms that can be best recognized show a peculiar elongated and/or lobate shape and they develop over areas up to 3 800 m<sup>2</sup>. The deposits consist in their upper part of coarse angular elements, often up to 1 metre large, locally overlain by finer talus debris. The fronts of the accumulations show very high gradients, around 37-40°.

The surface of the deposits shows in many cases undulations and arcuated uphillfacing scarps, which testify a "fluidal" arrangement of the materials.

Rock-glaciers are developed along an altimetric interval ranging from 2 550 down to 1 950 m. Most of them face the eastern quadrants.

As far as the origin of these deposits is concerned, this could be related to huge rock falls which would have covered permanent snow-fields or minor glaciers in the retreat phase.

The presence of deposits inside valleys previously occupied by Late-Würm glaciers allows to relate the origin of the rock-glaciers to cold Holocene phases. The steepness of the front and the freshness of the superficial elements suggest, at least in some cases, a recent or present activity.

*Nivation.* The effects of snow on the high mountain morphogenesis are various. First it provides during the melting period a large amount of water which, by saturating the slope debris, favours the activity of mass movement or generates important sheet and rill erosion processes. The snow melting water, by soaking the debris of the flat or concave areas, favours the processes of sorting and rearrangement related to the discontinuous frost and responsible for the formation of patterned grounds.

Another function of the snow is to generate its own slopes along which debris can be transported and which accumulate at their toe. Protalus ramparts, that often appear at the base of rock walls, are related to this process. Some forms show several centric festoons and are leaning against each other along a trend parallel and perpendicular to the slope. Probably such complex forms are due either to solifluction deformation of a protalus rampart or to subsequent modifications of the feeding snow-field.

Avalanches play in this mountain area an important rôle in transporting the debris to the base of the slopes. The fall of the avalanches occurs periodically along furrows (avalanche tracks) cut into the rock walls by the gully erosion mainly along zones of structural weakness (faults, fractures, layering planes).

Nevertheless it is probable that the modelling of the furrows is also carried out by the falling masses of snow and debris.

Recently strong doubts have been expressed about the capability of the snow in exercising an erosion of any importance. In particular there are uncertainties about relating the genesis of terraces, benches and hollows to nivation. That being stated and failing experimental data, it has been decided to group anyhow, among the periglacial forms and under the term of nivation hollows, the numerous depressions cut into the rock on the slopes of the area, taking into account that the snow persists inside them for a long time and should play a morphogenetic rôle of some kind.

*Microforms related to discontinuous frost and to snow.* The main areas with microforms due to the activity of discontinuous frost and to snow have been represented with asterisks: stone pavements (a), patterned grounds (b), sorted stripes (c), hummocks (d) and steps (e). All these forms are described in the text. The observations made in the area allow us to assign to periglacial processes a morphogenetic rôle, second only to that of the glacial processes. Nevertheless such a rôle must have been much more important in the past, as it comes out from the great development of forms of various typology not active at present, whose genetic environment must have been characterized by climatic conditions much more severe than the present ones. In particular the large sized polygons testify strong penetrations of the seasonal freezing that could be related to colder periods as well as to climatic oscillations of continental type which would have restricted the protective effect of the snow cover during the winter period.

The above mentioned climatic conditions must have occurred during relatively late Holocene times, as it can be inferred from the recognized sequence of glacial advances and retreats and from the apparent freshness of many forms (rock-glaciers, large sorted polygons, sorted stripes, etc.).

The present climatic conditions allow a remarkably reduced penetration of the seasonal freezing, as it comes out from the moderate size of the patterned forms, active only at the greatest altitudes. More generally the periglacial morphogenesis in the area is at present characterized mainly by frost wedging, by slope processes and by the action of avalanches.

*MORPHOLOGY DUE TO GRAVITY AND RUNNING WATERS.* The areas where the gravitational processes prevail are the crest lines and the walls surrounding the cirques and the glacial troughs. These processes characterize a belt, located above 2 800 m, with high geomorphological dynamics, where weathering is particularly active, mainly during the late spring and summer periods. The gravitational phenomena are almost always connected with the periglacial processes that produce the abundant debris which accumulates at the foot of the scarps.

The typical active forms caused by mere gravity are the taluses at the base of steep walls and the rock falls, particularly numerous where the rock is strongly fractured and the slope is steep.

The non active detrital accumulations are more frequent on the slopes of the central and lower part of the valley, which is clear of ice for a long time.

The relative age of these forms and deposits comes out from observations of pedological character as well as from considerations based on their position on the valley bottom with respect to that of the submodern or of the Late Glacial morainic arcs.

The morphological action of the running waters is, in this high mountain area, poorly evident on the whole, since a remarkable part of the area is covered by glaciers or it is characterized by steep walls and rock benches. The forms and the deposits caused by running waters are present mainly on the bottom of the largest valleys, where the glacial streams flow. Their origin is very recent, around the end of the last century, when glaciers of the "Little Ice Age" started to retreat towards the highest part of the valley. Alluvial deposits and fluvial forms are well evident in the short plains which were formed on the bottom of the glacial valleys both inside and outside the moraines of the 19<sup>th</sup> century.

In order to distinguish the active accumulation forms from the non active ones, the freshness of the deposits has been mainly taken into consideration. The absence of an even moderate herbaceous cover has been considered a discriminating element to restrict laterally the modern flooding area of the streams on the alluvial plains.

Among the non active accumulation forms, caused by the sedimentation of the fluvio-glacial waters, the *kame* terraces of the valley of the Caresèr Glacier must be mentioned, whose recognition has allowed us to single out the levels reached by that glacier at the end of the last century.

*PALYNOLOGY.* Palynological studies are being carried out on 9 mainly peaty deposits, partly located above the modern tree line, between 1 764 and 2 630 m a.s.l. The work is still in progress.

Radiometric datings have been made on peats and on a reworked piece of wood of *Pinus cembra*, coming from two deposits of *Pian Venezia*. Pollens of these two deposits are also studied.

*THE GEOMORPHOLOGICAL MAP.* The geomorphological map of the upper *Val di Peio* receives all the cartographic experiences expressed up to now by Italian researchers through individual and team work in various areas of the national territory.

For the drawing up of the geomorphological map, which is the result of a work summarizing the final data of field and laboratory investigations, a specific symbology taking into account the norms of the International Legend established by the Commission for the Geomorphological Survey and Mapping of the IGU, those for the legend of the detailed geomorphological map of France and others, used in many Italian works on geomorphological mapping, was set up. With a legend of this kind, it is possible to express both the relief genesis and the evolutive aspects, repropounding together the characteristics of the two main streams of international research, without ignoring - at the same time - some methodology choices successfully experimented in the Italian geomorphological mapping.

The legend scheme here proposed is well suited for high mountain areas. In particular, considering the kind of morphoclimatic environment present in the upper *Val di Peio*, it was decided to emphasize the glacial morphogenesis, which primarily characterizes this zone, taking into account the correlations with other processes and other transformations which have determined the evolution of this alpine valley from Pleistocene to the present.

In the representation of landforms, an effort was made to recognize the main morphogenetic agent or the latest one. The various mor-

phogenetic systems have been marked with different colours. In some cases it was convenient to put into evidence with different colours further distinctions, such as the erosion/denudation forms and the accumulation/sedimentation ones. Such a choice was particularly suitable for the representation of the glacial forms. The dynamic aspect of the evolution of the forms comes into evidence considering them as active or non-active: for each morphoclimatic system, the active forms have been marked with more intense colouring, in contrast with those no longer active, which have been represented with less intense colouring. The age of the forms results therefore clearly once their genesis has been defined. To this purpose the choice of the glacial system as reference element for the determination of the age of the forms and deposits in other systems, was particularly useful. The time-span considered goes from the Late Glacial to the present. The chronological reference elements have resulted from glaciological, lichenometric, palynological and geophysical investigations.

*The English Translation of all the figure captions has been inserted at the end of the text, on page 189.*

RIASSUNTO: GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA CNR, *Ricerche geomorfologiche nell'Alta Val di Peio (Gruppo del Cevedale)*. (IT ISSN 0084-8948, 1986).

La ricerca è il risultato di uno studio interdisciplinare promosso dal Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Lo scopo è stato quello di riunire i ricercatori italiani che normalmente operano nel settore della geomorfologia e delle discipline ad essa collegate per approfondire alcune tematiche attinenti alla geomorfologia glaciale e periglaciale. La ricerca si è basata su *stages* di rilevamento per lo studio dei fenomeni in atto e per realizzare una carta geomorfologica a grande scala.

L'area scelta per lo studio è situata nell'alta Val di Peio e precisamente nella Val della Mare. Essa nasce dal nodo orografico del Cevedale (3 769 m) che, insieme al vicino massiccio dell'Ortles, costituisce il gruppo montuoso più estesamente glacializzato delle Alpi italiane. Numerose sono le testimonianze del glacialismo quaternario, sia sotto forma di estesi accumuli morenici, sia di forme in roccia di modellamento glaciale. Particolarmente significativi sono gli apparati morenici del Tardiglaciale e della «Piccola Glaciazione». Uno degli aspetti più caratteristici dell'area è la grande abbondanza di forme legate alle azioni del gelo discontinuo e della neve. Del tutto subordinati sono invece i processi legati all'azione della gravità e delle acque correnti.

Il basamento cristallino dell'alta Val di Peio rientra nella Falda dell'Ortles, unità del Sistema Austroalpino superiore delle Alpi centro-orientali. Il suo inquadramento e assetto strutturale sono sintetizzati nello schema tettonico e nei due profili geologici inseriti a margine della carta geomorfologica. Nell'area in esame il basamento cristallino è costituito in larga misura da parascisti filladici in facies di scisti verdi, da un vasto corpo di ortogneiss granodioritici e da una fascia di mica-scisti a relitti di staurolite. La sostanziale omogeneità dei litotipi affioranti su gran parte dell'area non favorisce la morfoselezione. L'analisi direzionale delle lineazioni e delle aste fluviali evidenzia il condizionamento esercitato su di esse dalle direzioni della scistosità prevalente. Del tutto assenti gli indizi morfologici di attività neotettonica.

Dal punto di vista climatico la Val della Mare è situata in una fascia di transizione tra il regime delle precipitazioni a massimo estivo di tipo continentale e la zona ad influsso mediterraneo. I totali annui delle precipitazioni sono moderatamente abbondanti, data la disposizione trasversale della valle rispetto alla direzione della catena alpina, e vanno aumentando lungo il suo profilo longitudinale sino a toccare i 1 900-2 000 mm annui per le aree superiori, come è stato ricavato da correlazioni tra i dati di totalizzatori d'alta quota e l'equivalente in acqua dell'accumulo nevoso stagionale sui bacini glacializzati. Le precipitazioni in forma nevosa sono comprese tra 258 cm a 1 200 m di quota e 538 cm a 2 600 m, con un coefficiente nivometrico annuo compreso tra 0,35 e 0,60. Le temperature mostrano medie annue negative a partire da 2 300 m, con medie dei mesi estivi negative solo per le aree sommitali del gruppo. I cicli di gelo e disgelo risultano in numero di 229 a 1 580 m, con un regime caratterizzato da un massimo invernale e un minimo estivo, e di 206 a 2 600 m, con due massimi autunno-primaverili, infine tra i 2 700 e i 2 900 m il regime tende ad un massimo estivo.

Il glacialismo attuale costituisce uno dei principali motivi fisiografici della Val della Mare. Sulla base dei dati recentemente raccolti per il World Glacier Inventory, nella valle sono presenti 9 apparati glaciali, per una superficie complessiva di 13,52 km<sup>2</sup>, con un aumento del 20% rispetto ai dati del Catasto dei Ghiacciai Italiani (1959-1962).

Sono riscontrabili tipi morfologici diversi, con una prevalenza dei ghiacciai montani, sebbene non manchino apparati vallivi, anche di notevole sviluppo. I ghiacciai della Val della Mare, dopo la grande espansione del secolo scorso e dopo un'effimera ripresa nella seconda decade del nostro secolo, sono stati soggetti ad una lunga fase di ritiro che ha dato luogo a profonde modificazioni nella loro struttura e nella configurazione delle aree proglaciali. Da qualche decennio, si va manifestando una nuova fase di progresso, che non presenta tuttavia caratteri di omogeneità. Sulla base dei risultati di ricerche condotte da quasi due decenni sul bacino campione del Caresèr, viene analizzato ed interpretato il comportamento dei due principali apparati glaciali che hanno mostrato di reagire con più spiccata individualità all'attuale mutata tendenza climatica.

Data la grande importanza che il glacialismo ha sempre avuto ed ha in quest'area, le ricerche sono state finalizzate ad approfondire soprattutto questo tema e quello della morfologia periglaciale. Il lavoro sul terreno, eseguito per la costruzione della carta geomorfologica, ha fornito un inventario generale sia delle forme glaciali scolpite in roccia che dei depositi morenici.

Le forme d'erosione glaciale presentano una notevole varietà di tipi, sia per la presenza di valli glaciali sia per quanto riguarda le associazioni di forme comprendenti circhi, ripiani a gradinata, rocce montonate, conche di sovraescavazione, scarpate di erosione, spesso controllate dalla struttura. Lo studio si è concentrato in Val Venezia dove sono state condotte specifiche indagini geofisiche allo scopo di determinare l'andamento e la profondità del fondo roccioso, nascosto da materiali detritico-alluvionali. Sono stati impiegati due metodi geofisici d'indagine, il metodo sismico a rifrazione e quello dei sondaggi elettrici di resistività, con i quali sono stati ricavati graficamente alcuni profili trasversali alla valle. Sono state evidenziate profondità del fondo roccioso fino a 40-42 m dal piano campagna e la presenza di un gradino in contropendenza obliquo e sepolto, simile a quello visibile all'esterno, che chiude verso valle il bacino.

Lo studio dei depositi morenici ne ha messo in evidenza la genesi e l'inquadramento cronologico. In generale è stato possibile distinguere le morene del Tardiglaciale da quelle della «Piccola Glaciazione» olocenica tenendo conto del maggior grado del rivestimento vegetale e del maggior sviluppo dei suoli sopra le morene del Pleistocene.

Nel Tardiglaciale i diversi ghiacciai della valle si riunivano nella conca di Malga Mare e, nelle fasi più antiche, costituivano una grande colata che da qui si sviluppava nella bassa Val della Mare, al di fuori dell'area di studio; pertanto, nella maggior parte dei casi, si sono potute osservare morene laterali piuttosto che morene frontali. Verso l'alto si è potuta osservare l'altitudine a cui le morene laterali del Tardiglaciale prendono origine. Il valore medio di tali altitudini è di 2 730 m s.m., 250 m più basso della corrispondente altitudine media calcolata per le morene della «Piccola Glaciazione» e quindi il metodo dà un valore approssimativo della «depressione del limite delle nevi» relativamente alla situazione della prima metà del secolo XIX. Queste indicazioni permettono di raggruppare le morene osservate negli stadi di Egesen e/o Daun. Sebbene siano ancora in corso (febbraio 1986) gli studi paleobotanici relativi ad alcune torbiere, è possibile già ora comunicare i risultati di una radiodattazione <sup>14</sup>C relativa ad un deposito posto immediatamente a monte della morena frontale di quota 2 280 in Val Venezia. La base del deposito torboso ha fornito un'età di 9 130 ± 320 anni, che mette in evidenza come parte della Val Venezia fosse totalmente deglacializzata nell'Olocene iniziale (Preboreale). Tale risultato permette l'attribuzione allo stadio di Egesen della morena posta subito a valle della torbiera stessa, età a cui si è giunti anche con il calcolo della «depressione del limite delle nevi».

Le morene dell'Olocene, attribuibili alla «Piccola Glaciazione» sono assai ben sviluppate nei settori già occupati dalle lingue dei tre ghiacciai: Vedretta Rossa, Vedretta della Mare, Vedretta del Caresèr. Per la Vedretta della Mare sono conservate alcune morene frontali, così che è stato possibile procedere ad un più accurato studio per distinguere le varie fasi di costruzione delle morene e dell'evoluzione del ghiacciaio. Le sue vicende, in questo periodo, sono state ricostruite mediante

lo studio geomorfologico e lichenometrico delle morene della Val Venezia e mediante un'indagine sui documenti cartografici e iconografici reperiti. Una prima fase di massima avanzata è riferibile al secolo XVIII (o XVII). Altre fasi di avanzata culminarono attorno al 1820, 1850, 1890 e 1923.

Il progressivo innalzarsi delle morene laterali, accompagnato da un graduale restringersi dell'alveo glaciale, ha costretto la lingua glaciale ad allungarsi sempre più nelle successive avanzate, superando e distruggendo le morene deposte nelle fasi iniziali della Piccola Glaciazione e nelle precedenti avanzate oloceniche.

Le aree proglaciali dei tre ghiacciai principali sono sede di alcuni processi morfogenetici caratteristici sia per quanto riguarda l'esaurirsi della grande fase di ritiro glaciale nel corso del nostro secolo, sia per la recente tendenza ad un nuovo avanzamento. Quest'ultima fase porta alla formazione attuale di nuove morene frontali per due ghiacciai. Inoltre, nell'area occupata un tempo dalla lingua settentrionale della Vedretta Rossa (oggi staccata da questa, e denominata Vedretta Venezia) persiste una cospicua massa di ghiaccio morto sotto ad una spessa copertura morenica; ciò permette di osservare in superficie una morfologia a dossi e buche in continua evoluzione, e varie colate di terra imbevuta d'acqua, attive nel periodo di forte ablazione.

Il grande numero di forme e processi crionivali osservati in questo settore delle Alpi consentono di assegnare alla morfologia periglaciale un ruolo morfogenetico di primo piano, secondo soltanto a quello dei fenomeni glaciali. L'attività di questi processi legati alle azioni del gelo discontinuo e della neve si spiega con le condizioni climatiche dell'area, caratterizzata da basse temperature, da accentuate escursioni termiche stagionali e diurne con frequenti cicli di gelo e da abbondanti precipitazioni nevose. Tale attività è stata inoltre favorita dall'assetto lito-strutturale del substrato, costituito in prevalenza da metamorfiti scistose intensamente fratturate e particolarmente sensibili all'azione disgregatrice degli agenti meteorici.

Uno degli aspetti più caratteristici dell'area è la grande abbondanza di detriti crioclastici di diversa taglia, che ricoprono buona parte dei versanti e si accumulano nei fondovalle. I materiali detritici vengono infatti presi in carico dai processi di versante (crioreptazione, soliflusso, scivolamento da neve, ruscellamento, ecc.) e trasportati verso la base dei pendii a costituire accumuli di estensione e spessore talora notevoli. Essi forniscono anche un importante contributo alla morfogenesi glaciale costituendo il materiale di origine dei depositi morenici.

Dove i detriti sono disposti su superfici sub-pianeggianti o poco inclinate, appaiono evidenti gli effetti di riorganizzazione dovuti all'azione del gelo discontinuo e della neve (verticalizzazione, sollevamenti differenziali, strutturazione del suolo in forme genetiche, ecc.).

Alle quote meno elevate (in particolare sotto i 2 500 m in media) gli elementi detritici appaiono abbondantemente ricoperti da licheni e da vegetazione erbacea e arbustiva; verso l'alto la copertura vegetale diminuisce progressivamente di importanza, scomparendo quasi del tutto oltre i 2 800 m. Qui i detriti si presentano freschi e denudati, testimoniando un'attività più o meno intensa in funzione dei processi genetici e di messa in posto.

Sulle coltri detritiche di diversa granulometria e origine e sugli accumuli morenici si osservano non di rado gradini, contropendenze e lobi attribuibili all'azione del soliflusso.

I fenomeni di soliflusso generalizzato su depositi caratterizzati da forte componente argillosa risultano generalmente attivi, anche alle quote più basse; quelli invece che coinvolgono detriti più grossolani non mostrano evidenze di funzionamento, tranne che alle quote più elevate.

Accumuli di pietre di forma allungata, costituiti per lo più da elementi decimetrici, privi o quasi di matrice e disposti in prevalenza con l'asse maggiore parallelo al pendio, si osservano frequentemente sui versanti, lungo solchi di ruscellamento o sul fondo di vallecicole.

Diverse forme interpretabili come *rock-glaciers* sono presenti nell'area. Le forme meglio riconoscibili presentano un caratteristico andamento allungato e/o a festoni con dimensioni metriche, ai quali si sovrappongono talora detriti di falda di dimensioni più piccole. Le fronti degli accumuli presentano valori di acclività assai elevati, intorno ai 37-40°. La superficie dei depositi presenta in più casi il caratteristico aspetto a ondulazioni e contropendenze arcuate che testimonia una disposizione «fluidale» dei materiali.

I *rock-glaciers* sono compresi in un intervallo altimetrico che va

dai 2 550 ai 1 950 m; la maggioranza degli stessi risulta esposta verso i quadranti orientali.

La presenza di depositi all'interno di valli occupate in precedenza dai ghiacciai tardo-würmiani, consente di attribuire l'origine dei *rock-glaciers* a fasi fredde oloceniche. La forte acclività della fronte e la freschezza degli elementi superficiali sembrano suggerire, almeno in qualche caso, un'attività se non attuale almeno piuttosto recente.

L'azione della neve nella morfogenesi della Val della Mare si manifesta sull'attività dei movimenti di massa e su numerosi fenomeni di ruscellamento diffuso o concentrato. Fra le forme tipiche dovute a scivolamento dei materiali detritici sui pendii di neve ricordiamo gli archi e i festoni detritici (*nivomorene*) che appaiono spesso alla base delle pareti rocciose.

Nella carta geomorfologica sono state indicate con asterischi le principali aree con microforme legate all'azione del gelo discontinuo e della neve: lastricate di pietre, suoli poligonali, suoli striati, cuscinetti erbosi e terrazzetti. Tutte queste forme sono state descritte e singolarmente esaminate nella ricerca.

In definitiva le osservazioni effettuate nell'area consentono di affermare che il ruolo morfogenetico dei processi crionivali deve essere stato ben più importante nel passato come risulta dalla grande diffusione di forme non più attive di diversa tipologia, il cui ambiente genetico doveva essere caratterizzato da condizioni climatiche notevolmente più severe delle attuali. In particolare le forme poligonali di grandi dimensioni, non attive al presente, testimoniano forti penetrazioni del gelo stagionale che potrebbero essere riferite oltre che ai periodi generalmente più freddi, ad oscillazioni climatiche in senso continentale tali da limitare fortemente l'effetto protettivo del manto nevoso nel periodo invernale.

Le condizioni climatiche suddette debbono essersi manifestate in tempi olocenici relativamente recenti, come si può dedurre dalle sequenze di avanzata e ritiro glaciale riconosciute e dalla apparente freschezza di molte forme (*rock-glaciers*, grandi poligoni selezionati, suoli striati, ecc.).

Le condizioni attuali consentono una penetrazione del gelo stagionale sensibilmente più ridotta, come risulta dalle modeste dimensioni delle forme poligonali attive solo alle quote più elevate. Più in generale la morfogenesi periglaciale nell'area appare contraddistinta soprattutto da fenomeni di gelifrazione, da processi di versante e dall'azione delle valanghe.

Quasi sempre legati ai processi crionivali si osservano quelli *gravitativi*, che caratterizzano una fascia, posta al di sopra del 2 800 metri, ad elevata dinamica geomorfologica, dove l'azione degli agenti atmosferici è particolarmente efficace. Le tipiche forme attive dovute alla gravità sono le falde detritiche alla base delle pareti e le frane di crollo, peraltro non numerose. Gli accumuli non attivi sono invece frequenti sui pendii che si trovano nella parte centrale e bassa della valle, quella da maggior tempo sgombra da ghiacciai. L'età relativa di queste forme e depositi risulta da osservazioni di carattere pedologico nonché da considerazioni legate sulla loro posizione nel fondovalle, rispetto a quella degli archi morenici sub-attuali o degli stadi tardoglaciali.

Per quanto riguarda l'azione morfologica delle acque correnti in quest'area di alta montagna possiamo affermare che essa è nell'insieme poco evidente, tenuto conto che una parte considerevole del rilievo è ricoperta da ghiaccio o è caratterizzata da ripide pareti e da ripiani in roccia. Tra le forme di accumulo non attive dovute alla sedimentazione delle acque fluvio-glaciali sono stati esaminati con particolare attenzione i terrazzi di *kame* della Valle del Caresè. Queste forme di contatto glaciale hanno permesso di individuare i livelli raggiunti da quel ghiacciaio alla fine del secolo scorso.

La carta geomorfologica dell'alta Val di Peio alla scala 1:15 000, allegata alla ricerca, riassume i dati conclusivi delle indagini di campagna e di laboratorio, presentati analiticamente nei vari capitoli.

Il documento recepisce le esperienze di cartografia geomorfologica che i ricercatori italiani hanno espresso finora lavorando singolarmente o in gruppo in varie zone delle Alpi e degli Appennini. Nella carta geomorfologica dell'alta Val di Peio si è di fatto realizzata quella uniformità di linguaggio espressivo, che costituisce un passo avanti nello sviluppo scientifico della cartografia geomorfologica in Italia.

TERMINI-CHIAVE: rilevamento e cartografia geomorfologici; Geomorfologia glaciale; Geomorfologia periglaciale; Alpi.

## 1. INTRODUZIONE (1)

Questo lavoro costituisce il risultato di una ricerca interuniversitaria ed interdisciplinare promossa dal Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Lo scopo è stato quello di riunire i ricercatori italiani che normalmente operano nel settore della geomorfologia e delle discipline ad essa collegate per affrontare alcune tematiche riguardanti la geomorfologia di alta montagna, con particolare riguardo alla morfologia glaciale e periglaciale.

Le funzioni del Gruppo Nazionale infatti sono quelle di coordinare le attività di ricerca, favorendo gli incontri scientifici per approfondire le metodologie di indagine, e di tenere i collegamenti con le organizzazioni scientifiche, in particolare con l'Unione Geografica Internazionale (U.G.I.), le sue Commissioni e i suoi Gruppi di Lavoro.

Così, seguendo un metodo sperimentato in alcuni lavori precedenti (G.S.U.E.G., 1976; Gruppo Ricerca Geomorfologia, 1982) anche questa ricerca si è basata su *stages* di rilevamento per la realizzazione di una carta geomorfologica a colori a grande scala. Questo strumento è ritenuto fondamentale sia negli studi di Geomorfologia regionale sia in quelli di Geomorfologia applicata.

Un primo *stage* di rilevamento si è tenuto nel Luglio 1982 e ad esso hanno partecipato 24 ricercatori di 11 sedi universitarie. Per la sua organizzazione ci si è avvalsi anche della collaborazione del Comitato Glaciologico Italiano che ha preso parte all'iniziativa con 7 suoi membri ed operatori.

Nel Settembre dell'anno successivo (1983) si è tenuto un secondo *stage*, al quale hanno aderito altri cinque ricercatori, che non avevano preso parte a quello precedente.

I nomi dei partecipanti sono indicati nella carta geomorfologica allegata. Le operazioni di coordinamento degli elaborati di campagna sono state condotte da: CARTON A., CASTIGLIONI G.B., COLTORTI M., DRAMIS F., PELLEGRINI G.B., SMIRAGLIA C., TELLINI C. A quest'ultimo si deve il disegno di tutti gli elaborati su un'unica base topografica alla scala 1:10 000, da cui è derivata la stampa alla scala 1:15 000.

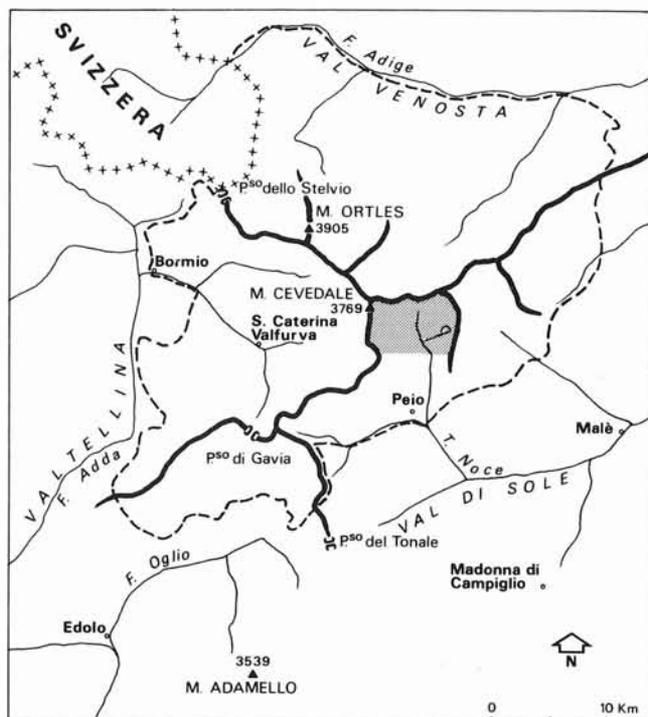
Il rilevamento geologico dell'area è stato curato da DAL PIAZ G.V.

PELLEGRINI G.B. ha coordinato le operazioni di rilevamento, disegno e stampa della carta geomorfologica. Al lavoro di campagna ha fatto seguito una serie di seminari scientifici per l'approfondimento di alcuni temi ritenuti di prevalente interesse.

A FEDERICI P.R. e OROMBELLI G. si deve infine il lavoro di omogeneizzazione dei dati e la revisione critica dei manoscritti.

La redazione del testo è stata curata da PELLEGRINI G.B.

Le ricerche sono state finanziate con i contributi del CNR qui di seguito elencati: 80.02576.05, 81.01876.05,



Ubicazione dell'area rilevata

----- Limite del Parco dello Stelvio

FIG. 1 - L'alta Val di Peio ed il Gruppo Ortles-Cevedale.

82.02506.05 (resp. CASTIGLIONI G.B.); 84.002.19.05 (resp. PANIZZA M.); 81.02.002.05, 82.02511.05 (resp. TELLINI C.). Si precisa che alcune missioni sono state eseguite con fondi del M.P.I. che erano stati assegnati per ricerche sviluppate in questo lavoro.

La stampa della carta geomorfologica a colori è stata finanziata con un contributo specifico del CNR (05.121.4871); la stampa del testo è stata finanziata con altri contributi del CNR.

L'area di studio è situata nell'alta Valle del Noce, o Val di Peio (fig. 1). Questa, in corrispondenza della conca di Cogolo (1 160 m), deriva dall'unione di due valli: la Valle del Monte, da Occidente, la Val della Mare, bagnata dal Noce Bianco, da Settentrione.

La Val della Mare, prescelta come area della presente ricerca, ha una superficie totale di 68 km<sup>2</sup>, una lunghezza di circa 7 km dal Passo della Forcola (3 032 m) alla confluenza, presso Cogolo, tra Noce e Noce Bianco, e si sviluppa su un dislivello compreso tra i 3 769 m del Monte Cevedale e i 1 160 m della zona di confluenza. Mostra un profilo trasversale dissimetrico, con l'alveo fluviale più avvicinato allo spartiacque orientale che non a quello occidentale; a sua volta la linea di cresta che la delimita ad E, con andamento sensibilmente meridiano, ha un'altimetria inferiore rispetto a quella occidentale, che ha un andamento obliquo e raggiunge ovunque quote superiori ai 3 000 metri.

(1) A cura di PANIZZA M., PELLEGRINI G.B. e ZANON G.

Alquanto stretta ed incassata nel tratto inferiore sino all'altezza di Malga Mare (1 968 m), la valle si va progressivamente allargando, aprendosi superiormente in una vastissima testata, racchiusa tra le propaggini della Cima Cevedale, a NW ed il sottogruppo di Cima Venezia (3 386 m) a NE. L'alto valico della Forcola la pone in comunicazione a N con la Val Martello (Rio Plima, Adige) e la Bocchetta di Saènt (3 202 m), ad E, con la Val di Rabbi (T. Rabbiés, Adige). Il profilo longitudinale è tipicamente interrotto da due gradini di valle, rispettivamente tra Malga Prabòn e Malga Mare, con 150 m di dislivello, e tra Malga Mare ed il Pian Venezia, con 250 metri.

## 2. STUDI PRECEDENTI

### 2.1. GEOMORFOLOGIA E GLACIOLOGIA <sup>(2)</sup>

L'Ortles-Cevedale ha naturalmente attirato l'attenzione di studiosi appartenenti a vari campi disciplinari, ma, tutto sommato, la letteratura scientifica su di esso non è così nutrita come si potrebbe credere, data l'imponenza e la bellezza del gruppo montuoso. L'alta Val di Peio ha risentito forse più di altre vallate di questa situazione e in modo particolare per quanto riguarda la Geomorfologia la ricerca bibliografica offre modesto interesse: citiamo comunque gli studi di DESIO (1925) e ALBERTINI (1952) sulle conche di sovraescavazione glaciale e sui laghi della Val Venezia e di altre zone.

Tuttavia fra gli studi nel campo geografico-fisico le ricerche glaciologiche hanno avuto nel tempo una inusitata continuità. La Val di Peio è stata oggetto di indagine per molti anni in relazione alla raffigurazione cartografica dei ghiacciai in essa presenti. Nelle opere di GÖTZINGER (1907), PENCK & BRÜCKNER (1909), KLEBELSBERG (varie date), essa è stata menzionata soprattutto nell'ambito delle valutazioni del limite delle nevi dell'epoca glaciale e tardiglaciale.

Naturalmente i suoi ghiacciai sono stati oggetto di assidua sorveglianza scientifica nel corso della pluridecennale attività del Comitato Glaciologico Italiano, che qui sarebbe troppo lungo esporre con precisione, ma che troverà la debita considerazione nel presente studio.

Preceduta a grande distanza di tempo da notevoli lavori preliminari (DESIO 1927; 1928) nel 1967 esce la monumentale opera «I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale (Alpi Centrali)» di DESIO, eseguita con la collaborazione di BELLONI & GIORCELLI. Essa è la «summa» delle ricerche glaciologiche dell'Autore, protrattesi, sia pure a intervalli di tempo, per oltre un quarantennio, e rappresenta una vera miniera di dati editi ed inediti, di osservazioni originali o rielaborate sulla base di studi altrui, scrupolosamente criticati ed elencati. I vari ghiacciai sono descritti,

misurati, osservati nelle loro continue variazioni. Il lavoro è importante anche per la preziosissima raccolta iconografica, in particolare per le oltre 200 fotografie scattate in anni diversi. Di notevole significato sono, oltre che le descrizioni dei ghiacciai delle diverse parti del Gruppo Ortles-Cevedale, le elaborazioni climatiche, la casistica sulla morfologia dei ghiacciai, le osservazioni sulla copertura glaciale, i calcoli sul limite climatico delle nevi permanenti e sulle variazioni dei ghiacciai, nonché una, sia pur semplice, carta alla scala 1:50 000 della posizione delle fronti dei ghiacciai dal 1865 al 1961, studi dovuti soprattutto a BELLONI.

Un'opera fondamentale, dunque, su uno dei tre maggiori gruppi alpini ricadenti per intero in territorio italiano. Il presente studio dell'alta Val di Peio, rientrando questa nell'area oggetto dell'opera del DESIO, ha tratto gran giovamento da essa, in modo particolare per quanto riguarda le osservazioni sul glacialismo dell'epoca storica.

Al lavoro di DESIO si rimanda anche per quanto si riferisce agli studi ad esso precedenti, a partire dalla carta di PAYER (1869) fino al Catasto dei Ghiacciai Italiani del 1962, alle varie relazioni delle campagne del Comitato Glaciologico Italiano e agli studi delle condizioni d'innnevamento, promosse in special modo da MORANDINI.

Nel 1973 esce una sintesi, anche in lingua inglese, dell'opera di DESIO, sempre con la collaborazione di BELLONI & GIORCELLI con in più la partecipazione di ZANON, che nel frattempo aveva iniziato i suoi studi sistematici sul bilancio di massa del Ghiacciaio del Caresèr, in prosecuzione di osservazioni più approssimative svolte in precedenza (DESIO & PISA, 1934). Tali studi, che continuano tuttora, permettono di dare valutazioni quantitative sui fenomeni di accumulo e di ablazione, e di indagare sui rapporti fra le variazioni del ghiacciaio e l'andamento climatico, oltre che fornire utili indicazioni all'Ente elettrico nazionale (si veda per esempio ZANON, 1982).

Il Ghiacciaio del Caresèr è stato anche oggetto di una campagna di ricerca geofisica promossa dal Comitato Glaciologico Italiano nel 1958, volta a valutare il suo spessore. Attraverso quattro profili sismici a riflessione si poterono tracciare le curve di livello del substrato roccioso e si poté calcolare la profondità massima, risultata di circa 100 metri (CARABELLI, 1962).

Il Gruppo Ortles-Cevedale è stato uno dei primi ad essere interessato da studi sui «fenomeni periglaciali», anche se purtroppo queste ricerche, comparse relativamente presto nel contesto degli studi internazionali, hanno avuto scarso seguito in Italia.

L'alta Val di Peio rientra, sia pure nell'ambito più vasto di un volume di studi sulle Alpi Italiane, e attraverso semplici segnalazioni di forme, in articoli e in una carta a piccola scala di ALBERTINI (1954; 1955), ove viene indicata la presenza di alcuni tipi di suoli a poligoni, a solchi paralleli, a increspature, di spianate crionivali e perfino di laghi crionivali. Da questi studi l'Autore aveva creduto di poter ricavare anche una classificazione delle forme crionivali di valore generale, ma indubbiamente il progresso delle conoscenze non era ancora tale, all'epoca, da consen-

(2) A cura di FEDERICI P.R.

tire la riuscita di un simile tentativo (si veda CAPELLO, 1960, p. 263 e segg.). ALBERTINI aveva partecipato attivamente anche alle campagne glaciologiche ed aveva segnalato, tra l'altro, dei coni di detrito o altrimenti detti di ghiaccio nella parte terminale del Ghiacciaio del Caresèr (ALBERTINI, 1953; 1954).

Passando alla Climatologia, oltre che studi più generali sulle Alpi Centrali, va ricordato che in Val di Peio sono state eseguite rilevazioni sistematiche e compiute valutazioni sulle precipitazioni in relazione agli studi di glaciologia sul Caresèr (ROSSI & ZANON, 1973; GIADA & ZANON, 1985a).

## 2.2. GEOLOGIA <sup>(3)</sup>

L'alta Val di Peio è incisa nel basamento cristallino della Falda dell'Ortles, unità superiore del Sistema Austroalpino delle Alpi Orientali, la cui generale alloctonia è stata dimostrata da TERMIER (1905). Ulteriori dettagli sull'assetto strutturale dell'Austroalpino dell'Alto Adige occidentale e dell'alta Valtellina sono precisati da DAL PIAZ G. B. (1936; 1937) e da POZZI (1965), cui si rimanda per i numerosi riferimenti bibliografici.

La Val di Peio è compresa nel Foglio «M. Cevedale» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100 000, rilevato da ANDREATTA (1951) sulla base di documenti cartografici parziali del *Geologisches Bundesanstalt* di Vienna. La regione, illustrata in dettaglio nella monografia di ANDREATTA (1954) sulla catena Viöz-Cevedale e nella allegata carta geologica alla scala 1:25 000, è costituita dalla Formazione delle Filladi e dei Parascisti di Meso-epizona, ricoperta a Meridione dai paragneiss di catazona della Serie del Tonale e della Val d'Ultimo. Secondo ANDREATTA (1943; 1948; 1951a; 1954) il basamento cristallino del Massiccio Ortles-Cevedale avrebbe registrato i seguenti eventi geologici: 1) evento metamorfico pre-caledoniano (dubio), impresso su antichi sedimenti clastici; 2) iniezioni di rocce eruttive acide, basiche ed ultrabasiche; 3) evento metamorfico principale, di tipo meso-catazonale e di età caledoniana, seguito da processi tardivi di granitizzazione e dall'iniezione di apliti e pegmatiti; 4) evento metamorfico epizonale, di presunta età ercinica, responsabile della trasformazione retrograda dei parascisti mesocatazonali in filladi; 5) formazione di miloniti e di fratture compressive e distensive di età alpina; 6) iniezione di apofisi dioritiche e di filoni porfirici di età alpina.

La storia geologica del Massiccio Ortles-Cevedale può essere reinterpretata in modo più semplice estrapolando il modello proposto da GREGNANIN & PICCIRILLO (1972; 1974) sul basamento austroalpino in Val Passiria ed in Val Venosta. Gli Autori sostengono l'esistenza di un basamento unitario costituito da paragneiss basali, micascisti intermedi e filladi sommitali, derivati da una successione di areniti e peliti di probabile età paleozoica inferiore, metamorfosati a scala regionale durante l'orogenesi ercinica. All'o-

rogenesi alpina sono riferite locali trasformazioni metamorfiche a carattere retrogrado. Le relazioni tra micascisti e filladi nella zona compresa tra il Gran Zebrù ed il Passo di Gavia e nella Valle di Peio sono discusse rispettivamente da ARGENTON & *alii* (1980), da CERONI (1982) e da FERRETTI TORRICELLI (1982).

Le apofisi intrusive ed i filoni alpini dell'alta Val di Peio e delle aree confinanti tra il Gran Zebrù e la Val d'Ultimo sono state segnalate e descritte da STACHE & JOHN (1878), HAMMER (1905; 1908), MINGUZZI (1940), TOMMASI (1950), ANDREATTA (1954). Tali manifestazioni hanno carattere calcocalino (BECCALUVA & *alii*, 1979, con rif. bibl.) ed età tardo-alpina (DEL MORO & *alii*, 1981).

## 3. PROFILO CLIMATICO E GLACIOLOGICO <sup>(4)</sup>

### 3.1. IL CLIMA

Dal punto di vista climatico, la Val della Mare è situata in una fascia di passaggio tra il regime delle precipitazioni a massimo estivo di tipo continentale, ancora riscontrabile nel Nord del Massiccio dell'Ortles-Cevedale, e la zona ad influsso mediterraneo, posta a Sud, con precipitazioni prevalentemente autunnali e primaverili. Ciò deriva dal fatto che lo spartiacque principale alpino (nel nostro caso, la catena delle Alpi Venoste) notoriamente non rappresenta un confine climatico (HÖLLERMANN, 1964), che in realtà è spostato alquanto più a Sud.

Considerando i dati pluviometrici per le stazioni di Solda di Dentro (Val di Solda), Ganda (Val Martello), S. Elena (Val d'Ultimo) e per quelle di Caresèr Diga, Malga Mare e Pont, nella Val della Mare, va rilevato come la transizione si realizzi mediante una graduale diminuzione delle precipitazioni estive, un aumento di quelle invernali e delle due stagioni intermedie (per l'andamento dei regimi pluviometrici nelle valli settentrionali del Gruppo, si veda anche VASSANELLI, 1972).

I totali annui delle precipitazioni (Prov. Auton. Bolzano, Uff. Idrografico, 1980) risultano moderatamente abbondanti, data la disposizione trasversale della Val della Mare. Esse mostrano una tendenza all'aumento da Pont (1 201 m; 788 mm) a Malga Mare (1 964 m; 1 061 mm), per scendere a 899 mm a Caresèr Diga (2 600 m) ed a soli 552 mm al totalizzatore dell'Osservatorio di quota 2 998 (fig. 2). La diminuzione che si registra tra Malga Mare e Caresèr Diga, ed, ancor più, il successivo dimezzamento riscontrabile all'Osservatorio, debbono in realtà essere considerati come la conseguenza dell'inadeguatezza dei normali strumenti di misura a valutare le precipitazioni nelle condizioni ambientali delle alte quote. Per le zone di alimentazione dei ghiacciai nella Val della Mare, infatti, le precipitazioni reali, desunte dall'equivalente in acqua del manto nevoso sulla Vedretta del Caresèr, superano media-

<sup>(3)</sup> A cura di DAL PIAZ G. V. & FERRETTI TORRICELLI F.

<sup>(4)</sup> A cura di ZANON G.

mente, per il solo periodo Ottobre-Maggio, i 1 000 mm d'acqua ed aumentano almeno sino a 3 200 m di altitudine (ZANON, 1982). Correlando questo tipo di dati con le precipitazioni annue registrate alla stazione di Caresèr Diga ed all'Osservatorio, è stato stimato (GIADA & ZANON, 1985a) per la Vedretta del Caresèr, all'altitudine della linea di equilibrio (3 110 m), un valore di 1 900 mm, che può a sua volta essere considerato con buona approssimazione il totale annuo per le aree d'alta quota della regione in esame. Ciò, in effetti, appare in accordo anche con le precedenti valutazioni dell'HÖLLERMANN (1964), che indica, per le zone elevate del Gruppo Ortles-Cevedale, valori tra 1 700 e 2 000 mm. Il numero di giorni di precipitazioni, lungo lo stesso profilo, va dapprima aumentando (Pont: 94 gg; Malga Mare: 113), per poi mantenersi costante (Caresèr Diga: 113).

Le precipitazioni in forma nevosa nella vallata sono comprese tra 258 cm a Peio, con 29 giorni di neve (DONÀ, 1954) e 538 cm al Caresèr, con 47 giorni. Il coefficiente nivometrico annuo è compreso tra 0,35 a Peio e 0,60 al Caresèr, dando luogo, in questa ultima località, a precipitazioni in forma quasi unicamente nevosa per circa 6 mesi all'anno, con una permanenza del manto nevoso al suolo di 223 giorni, contro 110-150 a Peio (MIN. LL.PP., Serv. Idrogr., 1973).

La copertura nevosa assume valori variabili in rapporto a molti fattori. Secondo le osservazioni dell'ALBERTINI (1951c) si possono mediamente stimare, in condizioni indisturbate, spessori massimi di 50 cm a 1 200 m, di 65 a 1 600, di 115 a 2 000 m di altitudine, di 135 a 2 600, di 150 a 3 000 metri. In annate particolarmente nevose, tuttavia, gli spessori raggiunti possono essere notevolmente maggiori. Nel 1951 (ALBERTINI, 1951b) si sono registrati a Malga Mare 425 cm di neve al suolo, con 1 233 cm di neve caduta; al Caresèr 400 cm e 1 123 cm di neve caduta; all'Osservatorio di quota 2 998, uno spessore di 480 centimetri. Nella primavera 1977 il valore cumulato delle precipitazioni nevose al Caresèr ha raggiunto i 1 300 cm, con uno spessore massimo di 300 cm; contemporaneamente, sulla superficie della Vedretta omonima sono stati misurati mediamente 500 cm di neve (dati inediti da ZANON).

In ogni caso, mentre nel fondovalle i valori di spessore presentano una certa uniformità e sono in qualche modo in rapporto con l'ammontare delle precipitazioni, alle quote superiori il manto nevoso assume valori estremamente variabili, dipendenti dalla topografia, dalla morfologia e, soprattutto, dall'azione del vento, che agisce sia sulla neve in corso di caduta, sia sulla neve al suolo. A ciò si aggiunge l'effetto della gravità che, con il fenomeno delle valanghe, può interessare ampi tratti di versante dell'alta e della media valle.

Per la temperatura, le uniche stazioni disponibili sono quelle di Peio (1 580 m) e di Caresèr Diga (2 600 m), troppo dissimili, tuttavia, specie per motivi di esposizione, per poterne trarre valide considerazioni circa l'andamento generale del fenomeno nella vallata.

La temperatura media annua (PROV. AUTON. TRENTO UFF. IDROGR., 1976), di 6,7 °C a Peio come valore nor-

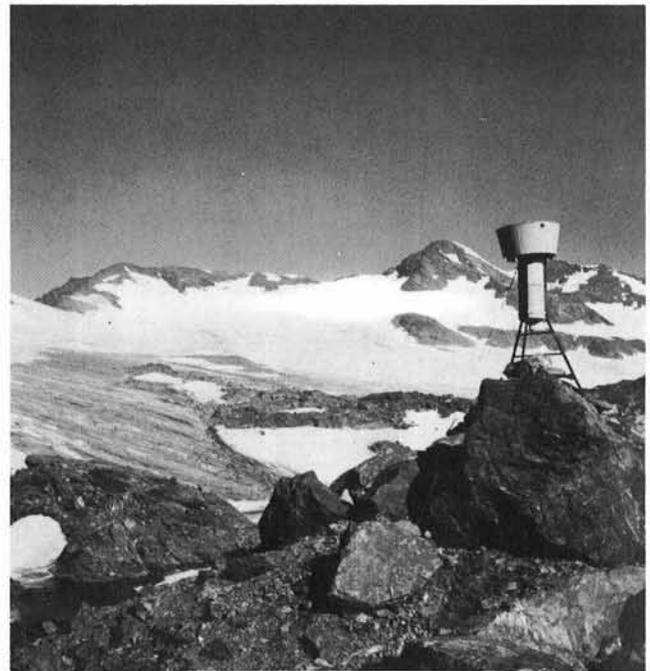


FIG. 2 - Veduta del settore occidentale della Vedretta del Caresèr con il totalizzatore dell'Osservatorio di quota 2 998 (foto ZANON, Settembre 1970).

male, scende a 1,5 °C al Caresèr, ciò che confermerebbe le indicazioni dell'HÖLLERMANN (1964) per il Gruppo Ortles-Cevedale, di medie negative a partire da 2 300 metri. Le medie mensili (periodo 1950-1970) (MIN. LL.PP. SERV. IDROGR., UFF. IDROGR. MAG. ACQUE) sono inferiori a 0 °C per 3 mesi a Peio, per 6 mesi al Caresèr, con i valori minimi in Gennaio, i massimi in Luglio. I gradienti verticali tra le due stazioni sono in genere molto elevati, e precisamente di 0,87 °C/100 m per il mese più caldo, di 0,72 °C per il mese più freddo, di 0,82 °C per la media annua. Ammettendo valori nelle medie dei mesi estivi intorno a 0 °C alla quota del limite delle nevi permanenti, per un'altitudine di quest'ultimo sui 3 110 m per il bacino del Caresèr, il gradiente oltre i 2 600 m verrebbe ad essere ancora maggiore, per cui è piuttosto da ritenersi fondata la valutazione dell'HÖLLERMANN (1964) circa medie negative per i mesi di Luglio e di Agosto riferibili alle sole zone sommitali del gruppo.

L'escursione annua, in diminuzione con l'altitudine, varia di poco tra Peio (15,6 °C) e Caresèr Diga (14,9 °C); le escursioni assolute raggiungono, come media, 43,4 °C a Peio, 41,4 °C al Caresèr, mentre i valori estremi possono toccare i 50 °C al Caresèr e superarli largamente a Peio con 53 °C.

Per ciò che si riferisce al fenomeno del gelo discontinuo, che, per il bacino dell'Adige, è stato analizzato in dettaglio dal VITTORINI (1963), il numero dei cicli di gelo e disgelo mostra, com'è da aspettarsi, valori in diminuzione da Peio (229) al Caresèr (206). Il regime presenta a sua

volta un unico massimo invernale ed un minimo estivo a Peio; con l'altitudine, il massimo invernale tende chiaramente a sdoppiarsi in due picchi, che al Caresèr coincidono con Maggio e Ottobre. Con l'ulteriore aumento dell'altitudine, i due massimi tendono a fondersi in uno unico estivo che, secondo l'ALBERTINI (1955c), si verifica già a 2 700 m in esposizione N, a 2 900 circa in esposizione S.

Riguardo ai rapporti tra la frequenza dei cicli ora vista e la presenza del manto nevoso stagionale, nel caso del regime a massimo invernale di Peio la copertura nevosa esercita un'evidente azione termoprotettiva nei riguardi del terreno, come è stato posto in evidenza dai rilievi sulla temperatura della neve mediante elettrotermometri, effettuati a Pian della Fedaià (CASTIGLIONI & alii, 1963); al Caresèr i due massimi coincidono rispettivamente con l'avanzata fusione della coltre nevosa, in Maggio, e con una scarsa o nulla copertura, in Ottobre, con ovvii riflessi sui processi legati al gelo discontinuo. Sotto questo punto di vista, l'autunno si conferma perciò come il periodo morfologicamente più importante nell'alta montagna (HÖLLERMANN, 1964).

### 3.2. IL GLACIALISMO ATTUALE

Il massiccio dell'Ortles-Cevedale è il più estesamente glacializzato delle Alpi italiane. Esso annovera infatti 113 degli 838 ghiacciai esistenti sul territorio nazionale, per una superficie glaciale italiana di 540,8 km<sup>2</sup> (dati dal Catasto dei Ghiacciai Italiani, 1959-1962). Anche nella Val della Mare il glacialismo attuale costituisce uno dei principali motivi fisiografici. Esso trova il suo principale centro di sviluppo nel nodo orografico del Cevedale e nei sottogruppi che da questo si diramano: quello delle Cime Venezia-Cima Rossa di Saént, verso E; quello del Palon della Mare-Vioz, verso Sud. Per la Val della Mare, nel Catasto dei Ghiacciai Italiani compaiono 7 apparati glaciali, per una superficie di 11,23 km<sup>2</sup>. In base ai dati più recenti raccolti da SECCHIERI per il *World Glacier Inventory*, IAHS-UNESCO (non pubbl.), risultano oggi presenti nella valle 9 apparati glaciali, di cui 3 glacionevati (l'elencazione di questi ultimi, anche come eventuali nuove unità, deriva dai criteri adottati per il W.G.I., i quali prevedono l'individuazione delle masse di neve e di ghiaccio di carattere permanente, sino ad una soglia minima per il nostro Paese di 5 ha di superficie). La superficie complessiva per la Val della Mare risulta pertanto oggi di 13,66 km<sup>2</sup>, con un aumento del 20% circa rispetto al precedente catasto, aumento che sarebbe del resto in accordo con l'attuale tendenza evolutiva dei ghiacciai del gruppo (vedi avanti).

In relazione alla complessiva dissimetria nell'orografia dell'alta valle, combinata con gli effetti dell'esposizione, diversi sono i tipi morfologici di ghiacciai presenti. Sul versante destro, la Vedretta della Mare, con 4,75 km<sup>2</sup> il quarto ghiacciaio compreso entro i confini amministrativi del Trentino, è un grandioso esempio di apparato vallivo a bacino composto (fig. 3). Ancora sul versante destro, è situato un altro ghiacciaio vallivo, la Vedretta Venezia (1,71 km<sup>2</sup>) e contigua a questa, la Vedretta Rossa (1,24 km<sup>2</sup>);

già ghiacciaio vallivo secondo il Catasto del 1959-1962, a seguito di un'ulteriore riduzione del bacino ablatore, viene considerata, in base alla normativa del W.G.I., come *ghiacciaio montano* <sup>(5)</sup> per la mancanza di una vera e propria lingua (fig. 4). Sono ancora presenti su questo versante tre glacionevati, i ghiacciai di Vallenga (0,36 km<sup>2</sup>), della Cima di Rocca (0,09 km<sup>2</sup>), ed un'altra unità di 0,27 km<sup>2</sup>, sul versante SE della Catena Rossa; di essi, soltanto il primo è elencato nel Catasto del 1959-1962.

L'esistenza, sul versante sinistro, di vaste superfici subpianeggianti che si sviluppano ampiamente anche a quote superiori al locale limite delle nevi persistenti, costituisce un fattore fondamentale per la presenza della grande Vedretta del Caresèr (4,83 km<sup>2</sup>), il terzo ghiacciaio del Trentino e il primo del versante meridionale del gruppo.

Considerato dal DESIO (1967) come un ghiacciaio di circo, benché provvisto di una lingua valliva di un discreto sviluppo, e di pianalto nel Catasto del 1959-1962, ha visto, nel 1971, il definitivo distacco della lingua stessa dal corpo principale. Nella normativa del W.G.I., viene pertanto classificato tra i ghiacciai montani, di non facile definizione per quanto riguarda una più precisa tipologia, anche per la continua evoluzione dell'apparato glaciale, in ritiro ininterrotto da oltre un sessantennio.

Sul versante sinistro sono presenti ancora altri due apparati di ridotte dimensioni, la Vedretta delle Marmotte (ora un glacionevato di 0,15 km<sup>2</sup>) e la Vedretta del Cavaión (0,26 km<sup>2</sup>).

I ghiacciai della Val della Mare, con comportamento analogo a quello degli altri ghiacciai del gruppo, e delle Alpi nel loro complesso, dopo le vicende della seconda metà del secolo scorso e dei primi anni del Novecento, che segnano il progressivo esaurirsi della grande fase di attività che aveva caratterizzato il glacialismo alpino per circa tre secoli, a partire dal secondo decennio del Novecento avevano mostrato una moderata ripresa. Questa era stata caratterizzata da un'avanzata alle fronti, con la costruzione di esigui, ma spesso ben delineati, edifici morenici terminali, da forme di contatto glaciale, ecc., evidenti nel bacino delle Vedrette della Mare, del Caresèr e Rossa.

Con l'avvio, al principio degli anni venti, di regolari rilievi alle fronti da parte del DESIO e dei suoi collaboratori (DESIO, 1967), di questa effimera ripresa non restava che scarsa traccia nelle valutazioni quantitative dell'epoca, sia perché ormai conclusa, o perché eventuali progressi venivano mascherati dai sovente lunghi intervalli tra una misura e l'altra (è sintomatico, a questo proposito, come la fronte della Vedretta Venezia appaia stazionaria nell'intervallo 1923-1934). Da questo periodo prendeva comunque inizio una lunga fase di ritiro che, per il Gruppo del Cevedale, si sarebbe mantenuto sino agli anni sessanta. È infatti tra il 1961 e il 1964 che i primi sintomi di

<sup>(5)</sup> Contrapposto al concetto di ghiacciaio vallivo nella classificazione morfologica per il *World Glacier Inventory*, il ghiacciaio montano può avere forma varia, talvolta simile ad un ghiacciaio vallivo, ma più piccolo; frequentemente è contenuto in un circo o in una nicchia (MÜLLER & alii, 1977).



FIG. 3 - La Vedretta della Mare e l'apparato morenico sviluppatosi durante la «Piccola Glaciazione». Sullo sfondo a destra la Cima Cevedale (3 769 m), in basso a destra il Rif. Larcher (2 608 m), sede dei due *stages* di rilevamento (foto PELLEGRINI, Luglio 1982).



FIG. 4 - La Vedretta Rossa, vista dal pianoro morenico di quota 2 634. La fronte si arresta su un ripido salto di rocce levigate e montonate. Sono frequenti i crolli di ghiaccio, legati anche all'attuale fase di lieve avanzata del ghiacciaio (foto SMIRAGLIA, Settembre 1983).

una inversione di tendenza si sono verificati, dapprima su alcuni ghiacciai della Val Martello, estendendosi successivamente anche alla Val della Mare (ZANON, 1986).

La fase di ritiro ha avuto conseguenze vistose nella vallata: i ghiacciai maggiori hanno subito un notevolissimo regresso frontale, accompagnato da ingente riduzione areale e di spessore, le lingue si sono appiattite, la crepacciatura si è ridotta, e si è prodotto l'isolamento di notevoli masse di ghiaccio morto. Ovunque si è avuta l'emersione di vaste superfici rocciose, anche nelle stesse zone di alimentazione, e si sono interrotti i collegamenti tra apparati contigui; si è avuto lo smembramento dei ghiacciai minori, con la trasformazione in complessi del genere dei glacio-nevati e conseguente inattività, ecc.

Per il Ghiacciaio del Caresèr, sul quale i rilievi svolti risultano più continuativi e dettagliati, dal 1923 ad oggi (dati da SECCHIERI, non pubbl.; GIADA & ZANON, 1985b) la fronte ha mostrato un ritiro di circa 1,3 km, con un innalzamento di quota di 215 metri. Dal 1933 al 1970, culmine della riduzione areale, la diminuzione è stata di 0,76 km<sup>2</sup>, cui si aggiungerebbero 0,985 km<sup>2</sup> dal 1869 (DESIO, 1967). Alla Vedretta della Mare, dal 1923 al 1961 (poco prima dell'inizio della fase di ripresa) l'arretramento frontale sarebbe stato di 1 120 m (DESIO, 1967).

La tendenza al progresso si è manifestata, nella Val della Mare, con l'avanzata, dal 1971, della fronte della lingua principale della Vedretta della Mare, che ha fatto registrare da allora sensibili ed uniformi variazioni positive, anche sull'ordine di varie decine di metri all'anno; una ripresa di attività si è contemporaneamente verificata anche nei bacini della Vedretta Rossa e della Vedretta Venezia, il cui progresso, specie per quest'ultima, anche se non quantificabile da misure frontali, appare sicuramente ingente e sta attualmente portando al ricongiungimento delle rispettive lingue. Altra conseguenza della fase di pro-

gresso è la ricostituzione del citato Ghiacciaio della Cima di Rocca, già elencato come estinto nel Catasto del 1959-1962, e la formazione dei due glacionevati, identificati ed elencati nel *World Glacier Inventory*.

Il passaggio dal ritiro generalizzato all'attuale tendenza ad un prevalente progresso, non presenta nella Val della Mare, come del resto nell'insieme del Massiccio del Cevedale, carattere di omogeneità. Accanto ad una tendenza che si può ritenere consolidata per i ghiacciai del versante destro, su quello sinistro si mantengono condizioni di persistente ritiro, anche se attenuato rispetto a qualche decennio fa. Esso riguarda sia le Vedrette del Cavaion e delle Marmotte, oggi del tutto inattive, come anche la Vedretta del Caresèr. Quest'ultimo ghiacciaio risulta infatti in ritiro ininterrotto da oltre mezzo secolo e sinora non ha quindi risentito, nel suo insieme, della recente fase di ripresa, con un comportamento opposto rispetto agli apparati glaciali del versante destro, e in modo particolare, alla Vedretta della Mare.

Ammettendo un contesto climatico verosimilmente poco differenziato per i due bacini del Caresèr e della Mare, queste anomalie di comportamento debbono essere prevalentemente ricercate nella configurazione stessa dei due ghiacciai (ZANON, 1985). La Vedretta della Mare, infatti, per un'altitudine della linea di equilibrio stimabile nel 1980 sui 3 100 m (dato inedito da SECCHIERI F.) presenta una vasta estensione areale in zona di alimentazione (il 76% dell'area totale), con bilanci mediamente in attivo e conseguente progresso alla fronte, con «tempi di risposta» presumibilmente brevi, date le caratteristiche morfologiche e topografiche del suo bacino.

All'opposto, sulla Vedretta del Caresèr, per una altitudine attuale della linea di equilibrio di 3 110 m, la zona di alimentazione presenta una superficie pari al 38% di quella totale, mentre l'altitudine della linea di equilibrio

TABELLA 1 (\*)  
I GHIACCIAI DELLA VALLE DELLA MARE

Ghiacciai	Area (km <sup>2</sup> )	Largh. media (km)	Lungh. max (km)	Orient.	Quota max (m s.m.)	Quota min. (m s.m.)	Altitudine mediana (m s.m.)	Tipo
Cima di Rocca	0,09	0,2	0,5	SE	3 050	2 810	2 900	Glacionevato
Vallenaia	0,36	0,2	1,6	E	3 640	2 725	3 210	Glacionevato
Vedr. Rossa	1,24	0,7	1,7	NE	3 640	2 745	3 195	Gh. montano
Vedr. Venezia	1,71	0,4	2,5	E	3 705	2 750	3 200	Gh. vallivo
Glacionevato <sup>(1)</sup>	0,27	0,2	0,9	SE	3 545	2 830	—	Glacionevato
Vedr. della Mare	4,75	0,3	3,5	E	3 769	2 555	3 260	Gh. vallivo
Marmotte	0,15	0,5	0,4	S	3 160	3 025	3 100	Glacionevato
Caresèr	4,83	1,8	2,4	SE	3 350	2 860	3 090	Gh. montano
Cavaion	0,26	0,9	0,7	NW	3 100	2 840	2 960	Glacionevato

(1) Versante SE della Catena Rossa.

(\*) Dati raccolti da SECCHIERI (ined.) per incarico del Comitato Glaciologico Italiano, ai fini della collaborazione italiana al *World Glacier Inventory*. Situazione 1980.

a bilancio in parità comporterebbe per il ghiacciaio un rapporto zona di accumulo/zona di ablazione di 1/1, coincidendo quindi con l'altitudine mediana, oggi a 3 092 m (rilievo aerofotogrammetrico I.R.T.A., 1980).

Poiché quasi il 50% della superficie totale si concentra nella fascia altimetrica 3 050-3 150 m, si comprende come una situazione della linea di equilibrio superiore anche di poco a quella per il bilancio in parità, possa portare ad una notevole alterazione dei rapporti di estensione tra la zona di accumulo e quella di ablazione, con conseguenti perdite di massa (bilanci negativi) e persistente ritiro frontale.

Si aggiunga che la Vedretta del Caresèr, in vari decenni di ritiro ininterrotto, ha subito profonde modificazioni strutturali, non soltanto in zona di ablazione, ma anche nel bacino alimentatore (ad es., l'affioramento di vastissime superfici in corrispondenza del recinto roccioso a N), che evidentemente ostacolano e ritardano il raggiungimento di un nuovo equilibrio con le condizioni climatiche responsabili del progresso dei ghiacciai sul versante destro della Val della Mare.

#### 4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO (6)

Il basamento cristallino della Val della Mare (alta Val di Peio) rientra nella Falda dell'Ortles, unità del Sistema Austroalpino superiore delle Alpi centro-orientali. Il suo inquadramento strutturale è sintetizzato nello schema tettonico inserito a margine della Carta Geomorfologica. Esso distingue i seguenti domini strutturali, elencati da S verso N e dall'alto al basso della catena a falde appilate: a) Alpi Meridionali, affioranti tra la Pianura Padana ed il Lineamento Periadriatico; b) Unità Austroalpine superiori ed inferiori, indifferenziate; c) Unità Pennidiche ed ofiolitiche indifferenziate, affioranti ad W delle Falde Austroalpine ed al di sotto di esse nelle finestre tettoniche dell'Engadina e dei Tauri; d) Unità Elvetiche; e) Molassa oligocenica esterna. Lo schema tettonico indica inoltre la distribuzione dei principali plutoni periadriatici di prevalente età oligocenica, uno dei quali affiora nella Val di Peio.

Il basamento cristallino della Val Venezia è stato rilevato alla scala 1:10 000 e studiato in dettaglio da CERONI (1982) e da FERRETTI TORRICELLI (1982). Esso è costituito in larga parte da parascisti filladici in facies scisti verdi, da un vasto corpo di ortogneiss granodioritici e da una fascia di micascisti a relitti di staurolite, circoscritti all'estremità meridionale della carta. Si distinguono inoltre limitate intercalazioni di anfiboliti (Catena Rossa) e scaglie tettoniche di serpentiniti (C. Cavaion).

Il complesso filladico contiene ripetute intercalazioni metrico-centimetriche di quarziti a grana minuta, non rap-

presentate nella carta. All'esame microscopico questi litotipi risultano costituiti da tipiche associazioni in facies scisti verdi a quarzo, albite, clorite, mica chiara  $\pm$  biotite  $\pm$  epidoto in rapporti quantitativi variabili; vi si aggiungono significativi relitti di plagioclasio oligoclasico e di granato che attestano il carattere polimetamorfo del complesso. Esso deriva verosimilmente dalla trasformazione retrometamorfoica dei micascisti a biotite, granato, staurolite, mica chiara e plagioclasio preservati tra C. Cavaion e la Val Piana, all'estremità meridionale della carta. I due complessi sono separati da una zona di transizione caratterizzata da parascisti con trasformazione retrograda di intensità intermedia.

Con questa affermazione non si vuole sostenere che tutte le filladi affioranti nel Massiccio Ortles-Cevedale siano, come ritenuto da ANDREATTA (1954) e come verificato in Val Venezia, delle rocce polimetamorfiche, cioè delle filloniti di un basamento in origine di grado più elevato. I parascisti in facies scisti verdi dell'alta Val di Peio sono diversi dalle filladi monometamorfiche segnalate nell'Alto Adige occidentale (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972, 1974) ed in alta Valtellina (ARGENTON & *alii*, 1980). Il carattere polimetamorfo di questi litotipi è confermato indirettamente dalla presenza degli ortogneiss granodioritici di Verdignana, affioranti ad E del Lago del Caresèr all'interno dei tre complessi di parascisti distinti nella carta. Questi ultimi formano un corpo lenticolare di spessore quasi chilometrico, concordante nei parascisti incassanti e chiuso verso Nord da una complicata piega megascopica. La sua probabile età ordoviciana (DEL MORO, dati preliminari inediti) suggerisce che le rocce incassanti erano probabilmente già metamorfiche al momento dell'intrusione e che la scistosità dominante nella regione è prodotta dal successivo ciclo ercinico. Rimane incerta l'attribuzione cronologica della retrocessione in facies scisti verdi del basamento di alto grado, attribuibile al tardo-ercinico e/o all'orogenesi alpina. L'importanza degli effetti alpini appare probabile in base ai dati radiometrici prodotti da THOENI (1980, 1981) in aree contigue.

L'assetto strutturale del basamento è schematizzato nei due profili a margine della Carta Geomorfologica della presente memoria. Esso è caratterizzato da una successione di antiformali e sinformi megascopiche descritte dalla scistosità fondamentale, che in genere coincide con il *banding* litologico. Alla scala mesoscopica sono localmente riconoscibili tre generazioni di pieghe e numerosi sistemi di fratture tardive.

L'intrusione del corpo quarzodioritico-tonalitico di Malga Mare-Pala della Donzella è posteriore alle ultime deformazioni plicative dei parascisti incassanti. Alcune datazioni Rb-Sr (DEL MORO & *alii*, 1981) e K-Ar (THOENI, 1981), attorno a 31 Ma, confermano l'età tardo-alpina ipotizzata da ANDREATTA. Il plutone affiora con piccole apofisi, ma in profondità ha estensione maggiore (cf. profilo 2 nella Carta Geomorfologica allegata), come indicato dall'ampiezza dell'aureola metamorfica di contatto, caratterizzata da cornubianiti a biotite, andalusite, plagioclasio, sillimanite, spinello e corindone.

(6) A cura di DAL PIAZ G.V. & FERRETTI TORRICELLI F.

## 5. MORFOLOGIA STRUTTURALE E NEOTETTONICA (7)

### 5.1. PREMESSA

L'alta Val di Peio non si presenta particolarmente stimolante, salvo alcuni aspetti, dal punto di vista morfostrutturale e neotettonico. Le brevi note che seguono costituiscono pertanto un contributo complementare rispetto a quei temi di studio, come la morfologia glaciale e periglaciale, che hanno rappresentato il principale motivo di interesse delle ricerche effettuate.

### 5.2. FORME STRUTTURALI

La sostanziale omogeneità dei litotipi affioranti su gran parte dell'area (parascisti con forte retrocessione metamorfica in facies di scisti verdi) non favorisce la morfoselezione. L'unica eccezione di un certo rilievo è costituita da alcune superfici di esarazione, situate a N del Lago Caresèr fra i 2 700 e i 2 900 m di quota, che appaiono impostate su piani di scistosità. Esse non sono state evidenziate sulla Carta Geomorfologica perché il processo di modellamento è stato considerato preminente rispetto al fattore strutturale.

Neppure le principali differenziazioni litologiche, limitate nell'area situata a SSE dell'allineamento che da M. Viòz si dirige, passando per Malga Mare, verso ENE, sembrano condizionare visibilmente la morfologia. Si può tuttavia osservare che la massa dioritica affiorante ad Est di Pala della Donzella si presenta relativamente erodibile rispetto alle circostanti cornubianiti dell'aureola metamorfica. La presenza di livelli quarziticci entro le filladi s.l. può spiegare l'origine di alcune scarpate del settore occidentale dell'area studiata.

Abbastanza numerose sono invece le forme strutturali corrispondenti a faglie o fratture; si tratta essenzialmente di scarpate (riportate anche in carta) e di tratti rettilinei di corsi d'acqua. Rientrano in questo gruppo di morfostrutture la valle rettilinea del Rio Caresèr, impostata, fra Lago Caresèr e Malga Mare, lungo la fascia di transizione fra filladi s.l. e micascisti; alcune piccole scarpate rettilinee allineate con questa direttrice strutturale si osservano inoltre nei parascisti affioranti a monte del Lago Caresèr. Anche l'affluente di destra del T. Noce Bianco che dal Dosso di Venezia scende verso Le Scaie appare, per un certo tratto, impostato su una discontinuità strutturale. Si possono infine segnalare le scarpate a direzione N-S e NNW-SSE, situate rispettivamente a NE e a SE del Lago Caresèr; anche in questo caso, data la complessità strutturale che caratterizza l'area, non è possibile definire la natura delle strutture che ne hanno condizionato lo sviluppo.

### 5.3. ANALISI DELLA FRATTURAZIONE SUPERFICIALE

*Campo totale delle fratture.* La fotointerpretazione, condotta su fotogrammi a scala 1:15 000 circa, ha consentito l'identificazione di circa 250 lineazioni. Il diagramma di frequenza, costruito per classi di 5° di ampiezza (fig. 5),

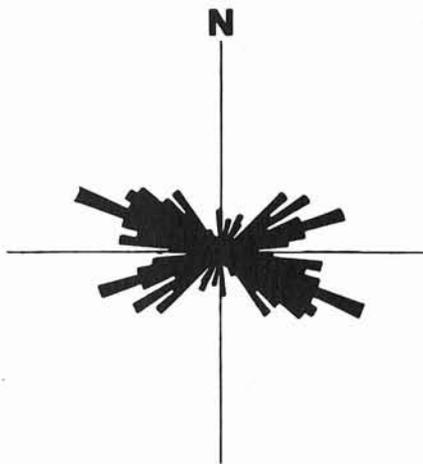


Fig. 5 - Stereogramma polare delle lineazioni ( $\Sigma N$ ) dedotte da fotointerpretazione. Si nota la presenza di due mode rispettivamente comprese fra 45° e 80° e fra 95° e 130°, sostanzialmente coincidenti con la scistosità dominante.

mostra la presenza di due gruppi dominanti di direzioni, comprese rispettivamente fra 45° e 80° e fra 95° e 130°. Come si può vedere dalla Carta Geomorfologica, tali direzioni corrispondono a quelle della scistosità dominante.

*Rete idrografica e fratture.* Anche l'orientamento delle aste fluviali (fig. 6a) appare prevalentemente condizionato dalla scistosità. Questa sembra tuttavia influenzare soprattutto i segmenti di ordine minore (figg. 6b e 6c) mentre quelli di 3° e 4° ordine (fig. 6d), corrispondenti di fatto al Torr. Noce Bianco, hanno orientamenti che solo in parte sono riconducibili alle direzioni strutturali prevalenti sul versante sud-orientale del M. Cevedale (direzione intorno a 110° e 140°); la moda secondaria, orientata 190° ÷ 200°, che corrisponde al T. Noce a valle del Ponte di Pietra, non sembra essere impostata su piani di frattura, che in questa particolare zona hanno direzioni, risultate da misure effettuate sul terreno, intorno a 125°, 155° e 255°.

*Tettonica tardo-alpina.* In un'area, come quella dell'alta Val di Peio, nella quale gli eventi geologici fondamentali sono di età ercinica (metamorfismo regionale in facies anfibolitica) e alpina (retrocessione metamorfica dei micascisti in filladi e sovrascorrimento dell'Austroalpino verso Nord), la ricerca di indizi morfologici di un'eventuale attività neotettonica sarebbe impresa destinata a sicuro insuccesso: le forme d'erosione potrebbero infatti essere imputabili a fattori morfostrutturali piuttosto che morfo-neotettonici.

(7) A cura di BARTOLINI C. & VERCESI P.L.

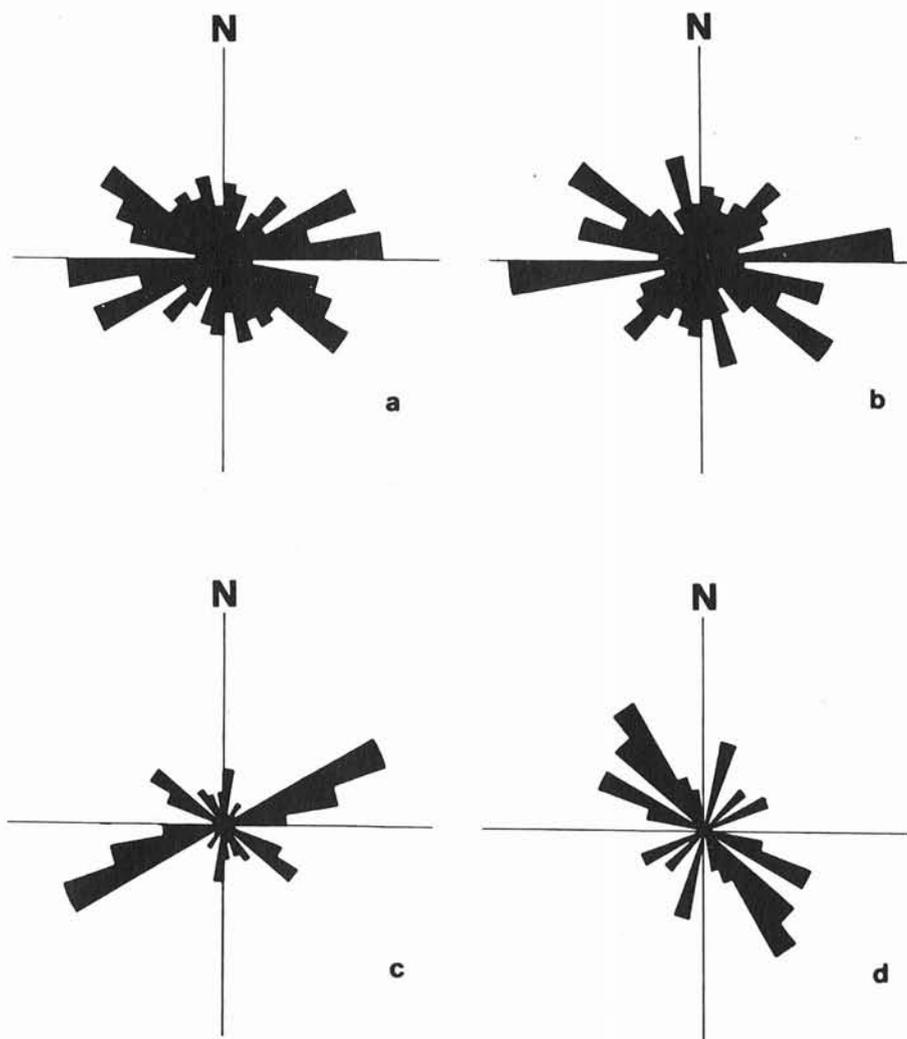


FIG. 6 - Stereogrammi polari: a), complessivo delle aste fluviali; b), delle aste fluviali di primo ordine; c), delle aste fluviali di secondo ordine; d), delle aste fluviali di terzo e quarto ordine.

L'analisi fotogeologica ha consentito di escludere l'esistenza di strutture che interessino le coperture quaternarie, del resto tutte molto recenti.

L'indagine sull'attività tettonica tardiva può pertanto basarsi, in questo caso, esclusivamente sui metodi della Geologia Strutturale ovviamente applicati a corpi geologici di età relativamente recente; questi sono costituiti dai due filoni porfirici, databili a 31 Ma, che affiorano rispettivamente a SE e a NW del Lago Marmotta. Il secondo di questi non era stato precedentemente segnalato; la sua direzione varia da  $110^\circ$  a  $140^\circ$ ; la giacitura presenta una inclinazione variabile fra i  $45^\circ$  e gli  $80^\circ$ , con immersione a NW. La direzione dei due filoni, fra loro pressoché paralleli, è leggermente discordante rispetto a quella della scistosità, qui orientata intorno a  $80^\circ \div 90^\circ$ .

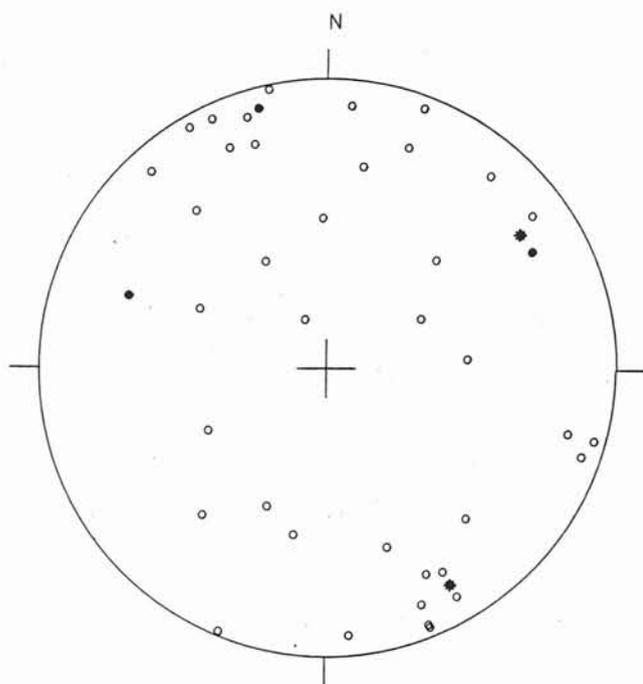


FIG. 7 - Stereogramma dei poli delle 43 faglie e fratture misurate nell'alta Val di Peio (reticolo di SCHMIDT, em. inf.). I due piani striati della porfirite di Lago Marmotta sono indicati con asterischi. Gli altri piani di frattura delle porfirite oligoceniche sono indicati con puntini neri.

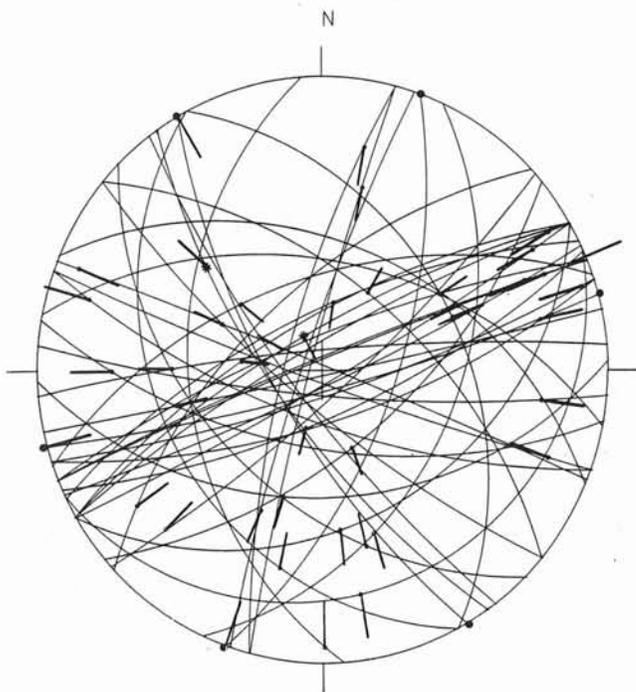


FIG. 8 - Stereogramma dei 40 piani striati (reticolo di WULFF, em. inf.).  
Per i simboli cf. fig. 7.

Nel filone di SE sono state osservate alcune fratture di direzione  $160^\circ$  e inclinazione di  $65^\circ \div 85^\circ$ , con immersione a NW; una di queste presenta un rigetto la cui componente orizzontale è di circa 50 cm.

Nel filone di NW, oltre a due piccole faglie per le quali non è stato possibile stabilire il tipo di rigetto, sono stati osservati anche due piani striati, sicuramente insufficienti, tuttavia, ai fini di una interpretazione della dinamica alpina post-collisionale.

Le distribuzioni spaziali dei 43 piani (di cui cinque misurati nelle porfirite) e dei 40 piani striati (di cui due nella porfirite di NW) sono rappresentate rispettivamente nelle figg. 7 e 8. Come si vede la dispersione è, in entrambi i diagrammi, molto elevata. Nello stereogramma dei piani striati (fig. 8) si può tuttavia notare la presenza di un raggruppamento principale costituito soprattutto da faglie subverticali, a prevalente componente trascorrente e subordinatamente inversa, orientate intorno ENE - WSW. Come già osservato a proposito delle lineazioni (fig. 5) e dei segmenti fluviali (fig. 6), tale orientazione corrisponde a quella della scistosità dominante nella alta Val di Peio.

## 6. MORFOLOGIA GLACIALE <sup>(8)</sup>

### 6.1. FORME IN ROCCIA <sup>(9)</sup>

Le forme scolpite su roccia presentano una notevole varietà di tipi, sia per la presenza di valli glaciali sia per

quanto riguarda associazioni di forme comprendenti circhi, ripiani a gradinata, rocce montonate, conche di sovraescavazione, scarpate di erosione, spesso controllate dalla struttura.

Una dissimmetria d'insieme è presente nell'area di testata della Val della Mare: ad W si sviluppano valloni profondi separati da creste, e i dislivelli tra le vette e il fondovalle sono di 1 200-1 700 m; ad Est sono più sviluppate le conche e gli ampi ripiani a topografia complessa, mentre le creste rocciose sono mediamente meno elevate. Ciò in parte spiega la diversa forma e la diversa dinamica dei ghiacciai delle epoche passate come pure di oggi, nei due settori dell'area studiata.

#### 6.1.1. Valli glaciali

La Val della Mare, già nel suo tratto iniziale, detto Val Venezia, ha la forma tipica delle valli glaciali, a fondo largo e fianchi ripidi, anche se nei primi due km è ingombra a tal punto di depositi morenici che ben poco appare della sua reale forma in roccia; si può supporre che un gradino roccioso sia presente tra 2 400 e 2 300 m, tenuto conto di un modesto affioramento di roccia tra le morene, verso il centro della valle.

Il modellamento glaciale della Val Venezia è reso manifesto dall'aspetto complessivo del ripido fianco sinistro, dei gradini del fianco destro, della conca che termina, al centro, al Ponte di Pietra, e dalle rocce montonate poste ai lati di questo ultimo, rocce che configurano una barra seguita da un netto gradino in cui ha cominciato ad incidere il T. Noce Bianco.

Tale gradino, alto circa 250 m, la sottostante conca di Malga Mare (chiusa a sua volta, in basso, da un'altra barra rocciosa) e il successivo tratto vallivo di Prabón e di Malga Pontevecchio, largo ma ripido e tortuoso, con le loro forme grandiose e contrastate sono aspetti tipici di molte valli alpine profondamente improntate dalla erosione glaciale e dalla sua discontinuità.

Più in basso ancora, fuori dall'area di studio, a circa 1 450 m s.m., comincia il tratto a truogolo più regolare, continuo e rettilineo, che si ritroverà anche nella media Val di Sole.

Altre valli con forme glaciali sono quella del Caresèr, e quella della Vedretta Rossa; esse sboccano sulla conca di Malga Mare, l'una di fronte all'altra, con erti gradini che potrebbero essere interpretati come gradini di sbocco rispetto alla valle principale: in realtà solo la seconda ha alcuni caratteri di «valle sospesa» avendo un tratto pianeggiante sui 2 550-2 450 m cui segue una forra ripidissima direttamente su Val della Mare, più bassa di 400 m (fig. 9); la Valle del Caresèr è più complessa, con un tratto finale assai ripido ma smembrato in più salti, di cui nettissimo è solo quello finale, a partire da un ultimo ripiano (Pozza di Venezia, 2 200 m).

<sup>(8)</sup> A cura di CARTON A., CASTIGLIONI G.B., COLTORTI M., FEDERICI P.R., OROMBELLI G., PERGALANI F., SMIRAGLIA C., TELLINI C. & ZAMBRANO R.; coordinamento di CASTIGLIONI G.B.

<sup>(9)</sup> A cura di CASTIGLIONI G.B.



FIG. 9 - Le Vedrette Rossa e Venezia. Sullo sfondo a sinistra il M. Viòz (3 645 m), a destra il Palòn della Mare (3 703 m). Al centro la valle glaciale con il gradino di sbocco sulla Val della Mare (foto PELLEGRINI, Settembre 1983).

Come forma valliva vera e propria, la Valle del Caresèr può farsi cominciare dal ripido salto (tra 2 900 m e 2 750 m) sottostante alla fronte attuale del ghiacciaio omonimo; ciò che maggiormente la caratterizza è la presenza della vasta conca ora occupata dal lago artificiale.

Ha ricevuto nome di valle anche la Val Lagolungo, terminante sospesa con un salto di 300 m sulla Pozza di Venezia: in realtà è una conca allungata, separata sul lato destro, per mezzo di gobbe rocciose e soglie di trasfluenza, dalla vicina Val Venezia, ad andamento parallelo ma assai più profonda; nell'insieme, se non fosse per la sua forma concava, la Val Lagolungo (fig. 13) ha l'aspetto di «una specie di vasta terrazza orografica» (DESIO, 1925), anche perché passa lateralmente a spianate in roccia, di cui diremo tra poco.

#### 6.1.2. Conche di sovraescavazione

Ci soffermiamo sulle due maggiori conche in roccia, quella della Val Venezia e quella del Lago del Caresèr, già interpretate dal DESIO (1925) come *Zungenbecken*; ma varie altre sono state rilevate come tipiche forme d'erosione: quella del Lago Marmotta, quella del Lago Lungo, quella del «Lago» di q. 3 206 sotto la Catena Rossa (studiata dal DESIO, 1925); a queste si aggiungono altre minori, pure occupate da laghetti, in prossimità, rispettivamente, della Vedretta Marmotta, della Vedretta del Caresèr, della Vedretta del Cavaion.

La conca del lago artificiale del Caresèr ospitò con ogni probabilità un lago naturale prima del suo riempimento con depositi fluvioglaciali. La situazione rappresentata sulle vecchie carte topografiche ci mostra un ampio piano alluvionale ad un'altitudine compresa tra 2 550 e 2 575 m, delimitato a valle da una barra rocciosa in contropendenza, composta da numerosi dossi — culminanti a q. 2 643 — ben visibili anche oggi, là dove è impostata la diga, con

tipiche forme arrotondate ma anche allungate secondo la direzione dei piani di frattura che li intersecano, e che hanno guidato l'erosione glaciale.

La conca della Val Venezia (fig. 31) è meno estesa, è sbarrata da una potente soglia rocciosa disposta obliquamente, in nettissima contropendenza, ed è asimmetrica, come si nota osservando le groppe rocciose assai sporgenti, da destra, verso il centro della conca, contrapposte all'uniforme versante sinistro. La soglia, nel suo punto più depresso (Ponte di Pietra, q. 2 267) è incisa dal torrente per circa 10 m di profondità, con un intaglio molto stretto a tipiche forme di erosione, interessato da crolli locali lungo fratture solo nella porzione a valle. Il ritrovamento di strati di limo in posizione laterale, più antichi dei depositi di torba datati (v. paragr. 6.3.4) che li ricoprono, ad una decina di m sopra il fondo attuale, dà la prova e la misura di una fase di sedimentazione lacustre/alluvionale precedente l'incisione della soglia.

Come si vedrà nel paragr. 6.2, per quanto concerne le forme in roccia sepolte dai depositi alluvionali/fluvioglaciali e detritici sul fondo della conca di Val Venezia, la ricerca geofisica ha messo in luce valori di profondità fino a 40-42 m del fondo roccioso rispetto al piano di campagna, e ha confermato l'utilità di tali metodi d'indagine in situazioni di questo tipo. Il fondo roccioso sepolto, nel suo profilo longitudinale, è caratterizzato da un gradino in contropendenza assai netto in sinistra, analogo a quello visibile a giorno in destra, pur non essendo l'uno in continuazione dell'altro: il confronto accurato dei profili interpretativi effettuato in collaborazione tra geomorfologi e geofisici, lascia supporre che il gradino sepolto sia diretto da WNW ad ESE, e quindi parallelo a quello affiorante in destra più a valle. Le profondità maggiori vengono a trovarsi, quindi, subito a monte del gradino sepolto (bene evidente specialmente nel profilo B-B') con tendenza a prolungarsi in destra verso l'insenatura che si delinea a Sud delle sporgenze rocciose prossime alla confluenza dei due torrenti principali (fig. 12). Il profilo trasversale C-C' fa inoltre apparire un'intumescenza centrale fiancheggiata da due solchi laterali.

#### 6.1.3. Altre forme in roccia

Procedendo dall'alto, nella nostra descrizione, molte creste risultano dall'intersezione di versanti, talora pareti rocciose, influenzati dall'erosione glaciale dei bacini o dei circhi sottostanti. Alcune creste dalla sommità pianeggiante sono forse residui di spianate in roccia originariamente più estese, ma mostrano sia segni di modellamento per processi periglaciali, sia segni di attività di ghiacciai; ne è un esempio la spianata che prolunga sui 3 200 m la Catena Rossa; un altro le spianate che attorniano la Vedretta Marmotta verso W, fra 3 100 e 3 164 m.

Più frequenti sono le creste asimmetriche, specialmente dove, sul lato più ripido, costituiscono l'orlo di cavità a circo. Per quanto i circhi osservati non siano particolarmente tipici, rientrano in tale categoria gli esempi tra Cima Marmotta e Cima Lagolungo, nonché la testata del val-



FIG. 10 - Forme di modellamento glaciale su sperone roccioso messe in evidenza dopo il recente ritiro della Vedretta del Caresèr (quota 2 850 circa) (foto ZANON, 1961).

lone senza nome che scende dal Dosso di Venezia verso Est. Anche il fianco Sud-Est della Cima Nera ha forma di circo, sia pure assai aperto, con al fondo un tipico «lago di circo» (Lago Marmotta) (fig. 13). Poco lontano *le Pozze* son ben identificabili come laghetti di circo.

Il complesso delle forme glaciali alla testata della Val della Mare si caratterizza per la frequenza dei ripiani in roccia, spesso a gradinata, con superficie movimentata da «rocce montonate» e interrotta da scarpate di erosione, solitamente influenzate dalla struttura. Ad Ovest, sono tipiche le superfici rocciose inclinate nell'ampio vallone sopra nominato che scende dal Dosso di Venezia; ad Est, dalla Vedretta Marmotta al Lago del Caresèr e alla conca del Cavaion, è tutto un susseguirsi di ripiani rocciosi su dossi più o meno isolati e sui fianchi montuosi, ad altitudini comprese tra 2 550 e 3 150 m. Ma l'area di maggiore interesse è il grande bacino con forma pianeggiante ricoperto dall'attuale Vedretta del Caresèr. Per esso disponiamo di un cartina delle isoipse del fondo roccioso del ghiacciaio (CARABELLI, 1962), costruita in base alle prospezioni geofisiche eseguite nel 1958 per iniziativa del Comitato Glaciologico Italiano; su essa si può delimitare un'area estesa per 2,5 km<sup>2</sup> avente una pendenza media inferiore al 20%, senza salti accentuati, ad altitudine compresa tra 2 850 e 3 075 m s.m.

Nelle aree un tempo occupate dai ghiacciai, le rocce levigate ed arrotondate, con tipiche solcature e talora strie glaciali, indicano la direzione del flusso glaciale orientato secondo l'andamento delle principali valli; nei particolari, solcature e strie (queste ultime meno ben conservate) si incurvano attorno a prominente rocciose che erano avvolte dal ghiaccio in movimento (fig. 10). Indicazioni di trasfluenze si hanno dalla Val Lagolungo alla Val Venezia, come pure in altri casi, segnalati sulla Carta Geomorfologica.

## 6.2. INDAGINE GEOFISICA IN VAL VENEZIA <sup>(10)</sup>

### 6.2.1. Premessa

In Val Venezia, allo scopo di determinare l'andamento e la profondità del fondo roccioso, nascosto da materiali detritico-alluvionali, sono stati impiegati due metodi geofisici d'indagine, ormai collaudati da lunga tradizione operativa: il metodo sismico a rifrazione e quello dei sondaggi elettrici di resistività. La strumentazione richiesta è, tra l'altro, d'ingombro e peso tollerabili anche nell'impiego in montagna.

Le misure di campagna sono state eseguite dal 5 al 9 Settembre 1983 da due squadre, costituita ciascuna da un operatore (gli autori del paragrafo) e da due collaboratori.

### 6.2.2. Prospezione sismica

Sono state eseguite 15 basi sismiche a rifrazione coniugate, di 50 m ciascuna, distribuite lungo tre profili che decorrono longitudinalmente al fondovalle (fig. 11). Lo strumento di misura è del tipo a cumulabilità del segnale sismico (tecnica dei primi arrivi), dotato di un geofono, con energizzazione a mazza battente. L'interpretazione delle dromocroni (che per brevità non vengono riportate) è risultata talvolta difficoltosa.

Dal piano di campagna verso il basso, sono stati individuati generalmente tre orizzonti:

a) orizzonte a bassa velocità (400-800 m/s) con spessore di 2-3 metri; si riferisce al terreno superficiale «aerato»;

<sup>(10)</sup> A cura di PERGALANI F. & ZAMBRANO R. Si ringrazia la Direzione del Parco Nazionale dello Stelvio per l'ospitalità nella capanna di Pian Venezia e per aver messo a disposizione il personale del Parco.

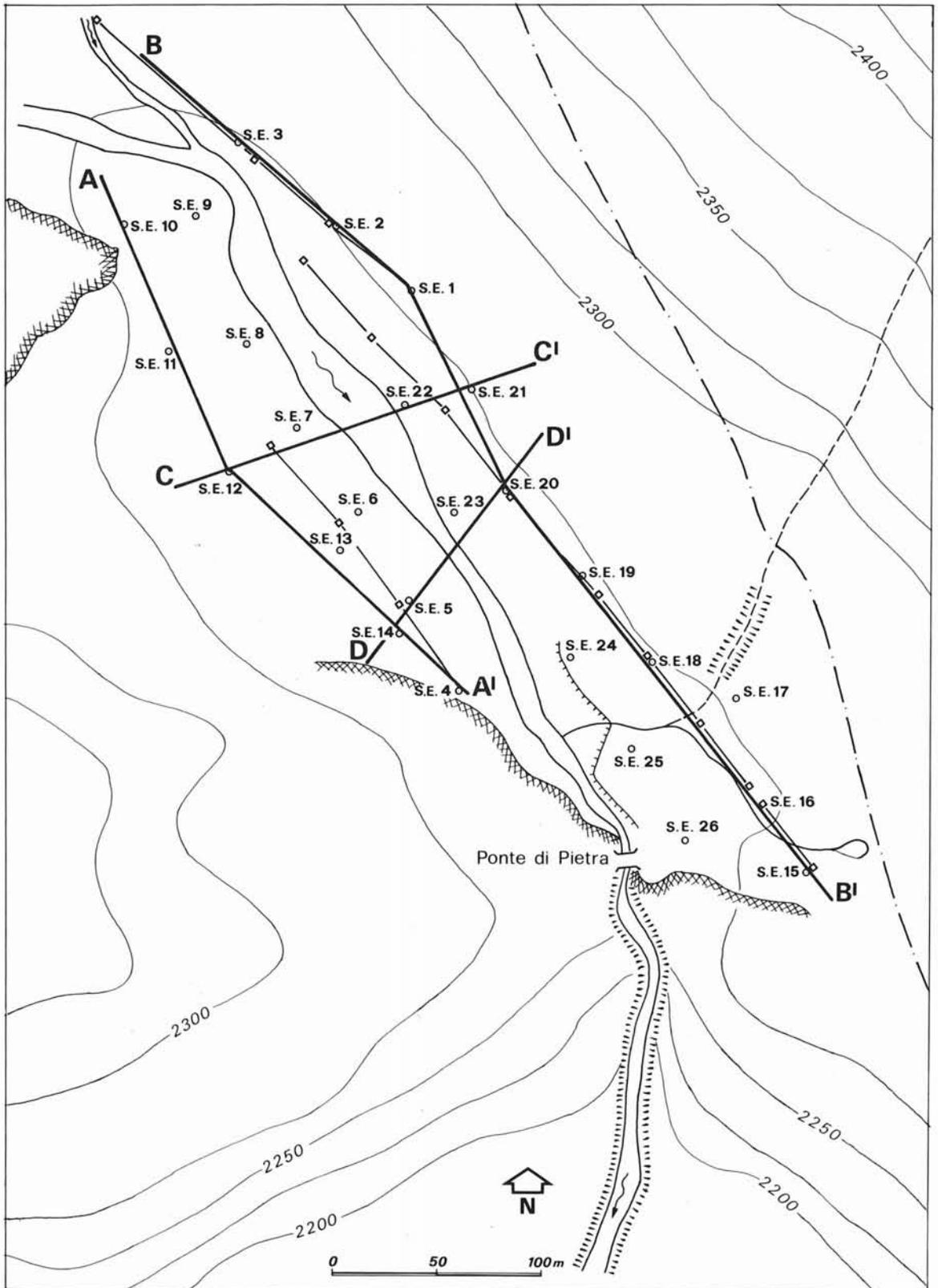


FIG. 11 - Ubicazione dei sondaggi geofisici in Val Venezia (Settembre 1983). Sono indicati i lineamenti topografici essenziali tratti dalla cartografia dell'IGM: □ estremo di base sismica; S.E. sondaggio elettrico e suo numero. A tratto grosso: traccia delle sezioni interpretative della fig. 12.

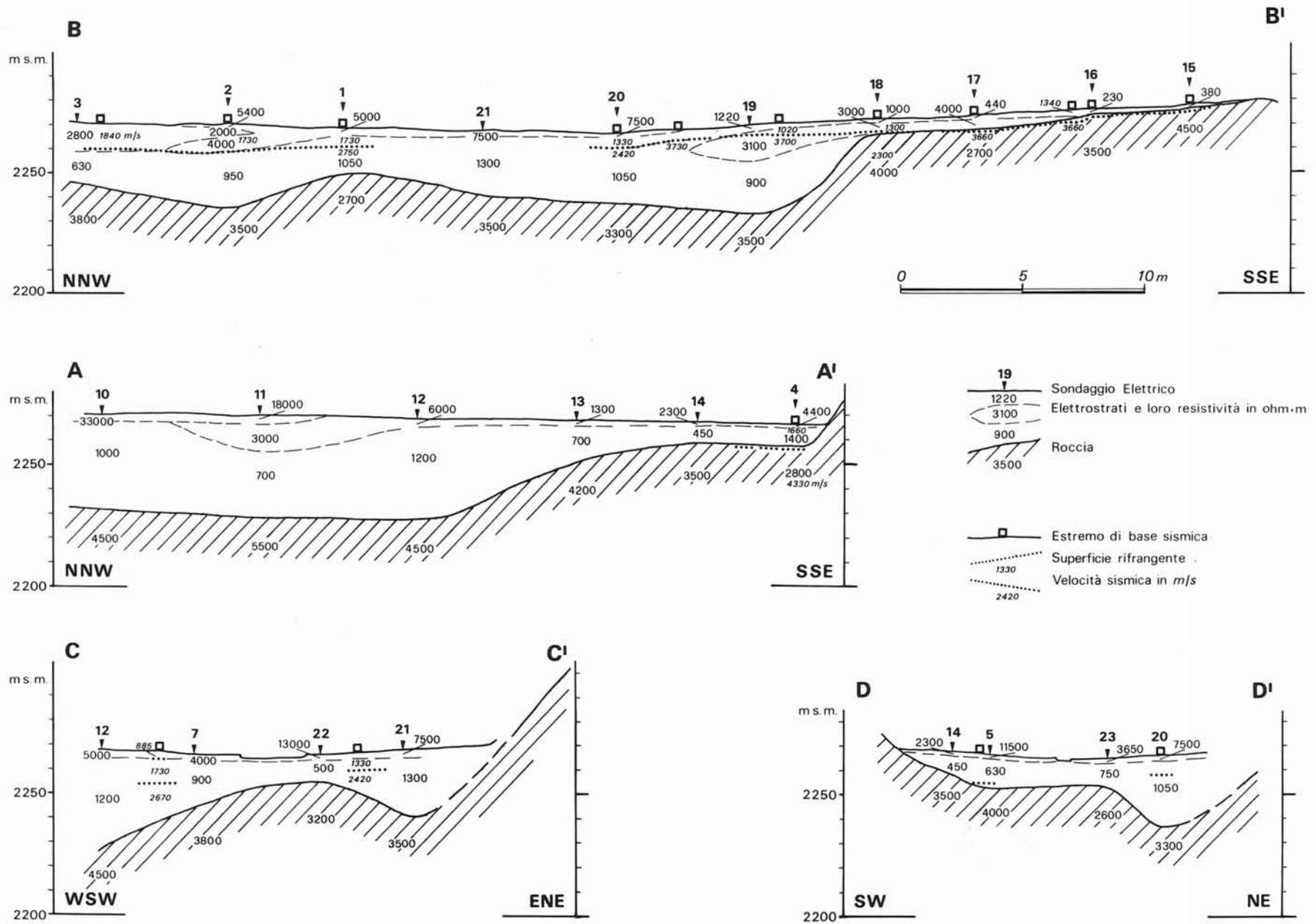


FIG. 12 - Sezioni interpretative ottenute mediante l'indagine geofisica.

b) orizzonte con velocità di 1 300-1 800 m/s e spessore variabile da 4-5 metri ad oltre 10 metri; corrispondente a depositi incoerenti;

c) orizzonte con velocità di 3 500-4 000 m/s, che è stato attribuito, dove raggiunto, al substrato roccioso.

### 6.2.3. Indagine geoelettrica

Il lavoro di campagna ha compreso l'esecuzione di n. 26 sondaggi elettrici Schlumberger, con lunghezza finale della linea di energizzazione compresa di solito tra AB = 130 m e AB = 320 metri. I sondaggi sono disposti su 4 profili, due in destra e due in sinistra del Noce Bianco, in parte coincidenti con quelli sismici; è stato così «coperto» con grande dettaglio tutto il fondovalle.

La successione elettrostratigrafica è compendiate nelle sezioni interpretative della fig. 12.

Si individuano sostanzialmente 3 elettrostrati principali.

a) Un primo elettrostrato molto resistivo ( $\rho = 2\,000-20\,000 \Omega \text{ m}$ ), con spessore in genere di 2-3 m, riferibile allo strato vegetale.

b) Un secondo elettrostrato, meno resistivo (500-1 300  $\Omega \text{ m}$ ), con potenza variabile da punto a punto (e massimi di 30-35 metri), che corrisponde, molto probabilmente, al complesso detritico-alluvionale. Questo secondo terreno non è sempre omogeneo, per la presenza di intercalazioni o di sacche a maggiore resistività (si vedano ad es. i sondaggi elettrici 17-19; il sondaggio 2; il sondaggio 11).

c) Un terzo elettrostrato caratterizzato da elevata resistività (3 000-5 000  $\Omega \text{ m}$ ) e da spessore notevole; l'insieme delle sue caratteristiche permettono di identificarlo con la roccia in posto.

### 6.2.4. Osservazioni in merito all'indagine svolta

A causa della eterogeneità dei depositi incoerenti che ricoprono il fondovalle, l'esecuzione delle misure è stata talvolta difficile e l'interpretazione dei dati meno sicura, soprattutto nel caso della prospezione sismica. Lungo una stessa base sismica si possono incontrare infatti alluvioni grossolane, morene, detriti di versante a grossi blocchi, e, a tratti, anche torbe sature d'acqua. Le brusche e forti variazioni del valore dei parametri, sia fisici (costanti elastiche) che geometrici (inclinazione, spessore), di questi depositi generano traiettorie sismiche spurie, spesso molto diverse da quelle previste dalle ipotesi di applicabilità del metodo. Inoltre la frequente presenza di terreni superficiali «lenti», a forte assorbimento d'energia, ha limitato la distanza sorgente-geofono (che di solito non ha superato i 50 m), e quindi la profondità di investigazione.

Questi fattori sfavorevoli si fanno sentire invece meno intensamente sulle misure di resistività, se si sceglie con cura la posizione degli elettrodi di potenziale; infatti il passaggio degli elettrodi di corrente da un terreno ad un altro adiacente eterogeneo non provoca di solito «à-coups» particolarmente vistosi sul diagramma di resistività. Inoltre

la presenza nel sottosuolo di blocchi isolati e di lenti o straterelli a differente resistività comporta solo modeste variazioni della resistività misurata, perché questa riguarda porzioni abbastanza grandi di sottosuolo.

È importante rilevare tuttavia che il metodo sismico, nonostante le accennate limitazioni, ed entro la profondità d'investigazione raggiunta (10-15 metri), ha dato risultati in ottimo accordo con quelli geoelettrici, con differenze al più di un paio di metri, come si può osservare nelle sezioni della fig. 12.

## 6.3. FORME DI ACCUMULO

### 6.3.1. Morene del Tardiglaciale <sup>(11)</sup>

#### 6.3.1.1. Introduzione

Una considerevole porzione dell'alta Valle del Torrente Noce Bianco è occupata da depositi morenici che in prima approssimazione possiamo attribuire agli ultimi stadi del Tardiglaciale. Questa considerazione nasce dal fatto che le fronti dei ghiacciai corrispondenti agli stadi tardowürmiani più antichi hanno lasciato depositi a quote notevolmente più basse, al di fuori delle zone in esame, come appare dall'osservazione diretta e dai dati della letteratura (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; DESIO, 1967).

Le aree in cui questi depositi affiorano più estesamente sono la Val Venezia, ove bordano principalmente il versante sinistro, e la Val Lagolungo, nella quale occupano soprattutto il tratto terminale, ed in misura più limitata la vallecchia delle Pozze.

Lembi ridotti si ritrovano infine nei dintorni del Lago del Garesèr e tracce ancor più isolate sul fianco sinistro del ghiacciaio e ad E della Catena Rossa.

#### 6.3.1.2. Le morene della Val Venezia

Il terreno morenico più elevato, articolato in due argini ben distinti, affiora a S del Passo della Forcola alle quote di 2 725-2 790 m. Da esso si passa senza soluzione di continuità ad una vasta fascia interamente costituita da morenico, all'interno della quale è tuttavia possibile distinguere alcuni archetti orientati circa N-S. All'altezza della quota 2 600 m, in corrispondenza del sentiero che dal Rifugio Larcher sale alla Forcola, detto deposito viene a contatto con un notevole argine morenico che costituiva la morena laterale sinistra del Ghiacciaio della Mare, e che si può seguire per tutta la Val Venezia, con prolungamento sino oltre Malga Mare. Sebbene discontinuo, a causa della ripidità del versante a cui si appoggiava, esso rappresenta un elemento morfologico di sicuro riferimento per la ricostruzione della vicenda del glacialismo dell'area. La migliore esposizione del cordone in oggetto è certamente quella che interessa lo sperone che separa la Val Venezia

(11) A cura di CARTON A., FEDERICI P.R., e TELLINI C.

da quella del Caresèr. L'accumulo appare qui con i caratteri tessiturati propri dei depositi morenici più tipici e risulta quasi completamente rivestito da vegetazione di prateria. È interessante sottolineare che in questo tratto il cordone ha la tendenza a ripiegarsi ad arco verso l'asse della Val Venezia. Tuttavia presso la Malga Mare è distinguibile un altro tratto del cordone con una curvatura opposta alla precedente. Tale situazione potrebbe trovare una soddisfacente spiegazione ammettendo l'interferenza con la fronte del ghiacciaio scendente dal Caresèr e con altri fattori topografici locali. Sul versante destro della Val Venezia, tra le quote 2 300 e 2 475, all'altezza di Pian Venezia, sono evidenti una serie di cordoncini: in particolare quelli più interni sembrerebbero suggerire con la loro curvatura ad arco un episodio distinto da quello che ha provocato la formazione degli altri cordoni allungati circa NNW-SSE e posti poco più a S. Questi ultimi infatti ben si raccordano per la quota ai lembi residuali del cordone, posto sul fianco sinistro, che scende fino a Malga Mare, come si è detto sopra.

Una sosta del ghiacciaio con fronte nell'area del Ponte di Pietra è assai verosimile, tenuto conto degli archetti interni, in destra, ora citati, e della presenza di altro materiale morenico depositato, con forma ad arco frontale, sulle rocce in sinistra, presso la baita del Parco Nazionale dello Stelvio a Pian Venezia (2 280 m circa). Tale situazione è accennata anche dal DESIO (1925, p. 27).

#### 6.3.1.3. Le morene della Val Lagolungo e della valle limitrofa

Sufficientemente rappresentati sono i depositi morenici tardiglaciali anche nella Val Lagolungo e nella contigua vallecchia a SW di Cima Marmotta. Nella parte alta di questa vallecchia il morenico tardiglaciale sparso inizia ad affiorare a 2 970 m circa; un'altra coltre morenica più

potente, ubicata nella parte centro-meridionale della valle stessa, è parzialmente mascherata da numerosissimi coni detritici e falde ancora soggette ad alimentazione e da un grande *rock-glacier*. Intorno a quota 2 800 m è evidente la traccia di un cordone arcuato orientato quasi N-S. Tale forma potrebbe rappresentare forse una piccola morena mediana posta alla confluenza di due ghiacciai locali. La lingua ubicata in questa vallecchia andava a confluire dopo un piccolo salto in quella ben più ampia della Val Lagolungo. In questa ultima valle i depositi morenici affiorano estesamente (in maggior misura alle quote più basse) dalla quota 2 900 fino a quota 2 525 circa e sono articolati in numerosi argini e festoni tali da poter suggerire con precisione l'andamento del ghiacciaio. I depositi risultano distribuiti in prevalenza sul fondo della valle e subordinatamente sui fianchi; una coltre estesa è osservabile intorno al Lago Marmotta ed ancor più nell'area del Lagolungo (fig. 13).

Evidentissima risulta la morena di sponda (lunga circa 1,5 km) che da quota 2 775, con andamento NNW-SSE scende fino a quota 2 570 circa. Rappresenta l'argine destro del ghiacciaio della Val Lagolungo e si interrompe in tre punti in corrispondenza di altrettante selle di trasfluenza. Infatti quel ghiacciaio si riversava verso SW con tre esigue lingue in quello, ben più vasto, della Val Venezia. La fronte principale di questo ghiacciaio deve aver stazionato alle quote 2 525-2 550 nella piana a valle del Lagolungo; ciò è evidenziato dai numerosi archi frontali che occupano questa parte terminale. In alcuni punti si riesce a rilevare fino a quattro archi ben evidenti, posti l'uno all'interno dell'altro.

#### 6.3.1.4. Le morene della Valle del Caresèr

Meno rappresentate sono le morene tardiglaciali nella Valle del Caresèr: forse perché nella parte a valle dell'attuale ghiacciaio fino al lago omonimo risultano parzialmente



FIG. 13 - La Val Lagolungo con l'omonimo lago vista dal Lago delle Marmotte (in primo piano). Si riconoscono sul fondovalle e sui fianchi i depositi morenici tardiglaciali. Sulla destra le selle di trasfluenza che collegavano il ghiacciaio locale della Val Lagolungo a quello principale della sottostante Val della Mare-Venezia (foto FEDERICI, Luglio 1982).

coperte dai depositi olocenici e perché a valle del lago, data la ripidità del versante, o non si sono deposte o sono state quasi completamente erose.

I lembi più elevati affiorano a Nord del lago, in destra, alla quota di 2 810 m; nelle immediate vicinanze appaiono analoghi depositi modellati quasi tutti in frammenti di argine morenico, non più lunghi di 200 m. Rappresentano assai probabilmente, essendo posti a quote diverse, le tracce di altrettante morene di sponda.

I primi lembi morenici del Tardiglaciale in sinistra appaiono invece a 2 620 m circa, ad E della parte centrale del Lago del Caresèr, protetti da un piccolo sperone roccioso. Poiché non si sono conservate morene frontali del Tardiglaciale in Val Caresèr si può ritenere che, nelle fasi relativamente recenti, la fronte si rompesse sul ripido tratto roccioso sotto la diga, e che invece nelle fasi più antiche il ghiacciaio andasse a fondersi con le lingue provenienti dalla Val Venezia e dal vallone della Vedretta Rossa, senza avere invece rapporti diretti con il ghiacciaio della Val Lagolungo. Sul fianco sinistro della valle emergono ancora lembi di morenico giù fino a quota 2 225, ove è rinvenibile un tratto di argine lungo circa 150 m. Sul versante destro, invece, molto evidente è un cordone lungo circa 650 m, ad andamento NE-SW, che si esaurisce a quota 2 500; il deposito prosegue e si avvicina, nei pressi di Pozza Venezia, a quelli del Ghiacciaio della Mare e dà forma a due arginelli a q. 2 250.

#### 6.3.1.5. Osservazioni riassuntive

L'attribuzione al Tardiglaciale dei depositi morenici prima descritti è fatta tenendo presente il quadro paleogeografico generale, quale risulta dai nostri studi e da quelli precedenti. Nella carta annessa alla sua opera, DESIO (1967) indica come dello *stadio di Daun* le morene e i cordoni di Val Venezia, e quelli a Sud-Est della Forcola, da noi descritti. Tale attribuzione è il risultato dei calcoli delle quote raggiunte dal limite delle nevi nei vari momenti dell'evoluzione glaciale dell'area e di tutto il Gruppo Ortles-Cevedale (da 283 a 407 m di abbassamento rispetto al limite attuale). Secondo lo stesso Autore inoltre non si incontrerebbero nella zona da noi studiata morene dello stadio di Egesen.

Tra le morene della Val Venezia è possibile osservare, come si è visto, distinte individualità dei depositi; esse potrebbero essere il risultato di episodi di sosta differenti nell'ambito del generale ritiro tardo-glaciale. Archi morenici frontali, attribuibili a uno stadio distinto da quelli più esterni (*Daun?*) risultano essere quelli della Val Lagolungo e del Ponte di Pietra in Val Venezia. All'interno di quest'ultimo arco morenico esiste la torbiera fatta oggetto di studio specifico nel corso della ricerca, come verrà detto nel paragrafo 9. Da tale torbiera provengono campioni radiodati che confermano l'età tardiglaciale della morena, posta subito a valle, e suggeriscono la sua attribuzione allo *stadio di Egesen*.

### 6.3.2. Morene della Piccola Glaciazione

#### 6.3.2.1. Introduzione <sup>(12)</sup>

In diversi settori della zona studiata, ma soprattutto nelle aree già occupate dalla Vedretta della Mare e dalla Vedretta Rossa, sono presenti apparati morenici sviluppatisi durante quella che viene comunemente definita la «Piccola Glaciazione» (secoli XV-XIX) (v. figg. 2 e 9).

La costruzione di queste morene può essere iniziata nell'Olocene, in tempi anteriori alla Piccola Glaciazione, come risulta con sempre maggior precisione da studi condotti in altre vallate, anche dello stesso Gruppo Ortles-Cevedale (OROMBELLI & PELFINI, 1985). Qui tuttavia, per quanto riguarda le datazioni, si sono avuti risultati significativi soltanto nel caso della Vedretta della Mare, come verrà specificato nel paragrafo 6.3.2.5. Altrove, ci si è basati sul grado di rivestimento vegetale nettamente minore, per queste morene, rispetto a quelle attribuite agli stadi del Pleistocene finale; in particolare, l'osservazione speditiva della modestissima copertura di licheni sui massi ha permesso di effettuare la distinzione dei depositi glaciali della Piccola Glaciazione rispetto a quelli più antichi.

Questi depositi glaciali hanno un grande volume complessivo e ciò, pur non essendo un fatto raro nella catena alpina, richiede qualche spiegazione. Motivi d'ordine generale potrebbero venir cercati nella durata del periodo complessivo del loro deposito (di cui peraltro non si conosce l'inizio) e nella modesta demolizione verificatasi su queste forme d'accumulo, data la loro età assai recente. Ma più in particolare, se consideriamo il fenomeno della deposizione di tali morene in rapporto ai processi di degradazione delle rocce nei bacini di raccolta dei due ghiacciai in questione (Vedretta Rossa e Vedretta della Mare) e ai processi di trasporto, si rileva che i forti dislivelli, la forte pendenza delle colate, e quindi la velocità delle colate glaciali rendono ragione facilmente di un intenso trasporto di materiali caduti dalle pareti circostanti o prelevati dal fondo.

Un cenno merita anche la colorazione particolare dei depositi; un colore bruno-rossastro dei frammenti rocciosi e giallastro della matrice caratterizza estesi corpi morenici, sia pure non la loro interezza. Sul posto si riconosce la vivace tinta rossastra di una moltitudine di massi; da lontano o sulle foto aeree appare evidente, pur alternandosi con zone tendenti al grigio-bruno, il colore rosso/giallastro di ampie aree. A tale fatto è certamente da ricondursi anche il nome Vedretta Rossa dato ad uno di questi ghiacciai, quello che si affacciava sulla conca di Malga Mare e quindi si presentava per primo, a chi saliva, con la sua fronte e con i suoi detriti. La semplice osservazione delle rocce affioranti all'intorno (ad esempio sui fianchi della forra da cui sboccava la Vedretta Rossa) mostra che si tratta di un fenomeno di ossidazione comune a molti tipi litologici qui presenti, e che interessa le masse rocciose già prima della formazione del detrito glaciale. Si consideri anche il toponimo «Catena Rossa», sul fianco destro della Vedretta della Mare.

<sup>(12)</sup> A cura di CASTIGLIONI G. B.

### 6.3.2.2. Le morene del Vallone della Vedretta Rossa <sup>(13)</sup>

Per una migliore comprensione dei rapporti spaziali e cronologici fra i vari sistemi di cordoni morenici, è opportuno ricordare che i due apparati glaciali della Vedretta Rossa e della Vedretta Venezia, oggi nettamente distinti, nel secolo scorso, come indicato fra gli altri dal PAYER (1869), costituivano un'unica grande colata valliva, che si spingeva fin nella forra del Rio Vedretta Rossa, arrestandosi a 2 150 m. L'elemento morfologico che maggiormente testimonia l'espansione storica del ghiacciaio e che rappresenta il carattere più evidente dell'attuale paesaggio, è costituito dai grandiosi argini morenici che si allungano per tutto il settore sinistro idrografico del vallone. Nel circo detritico che si apre sul versante SE della Catena Rossa sono visibili anche cordoni di limitate dimensioni, che segnano i limiti raggiunti dalla propaggine più settentrionale del ghiacciaio (oggi ridotta ad un allungato glacionevato) che si abbassava, probabilmente con uno spessore piuttosto esiguo, fino a 2 830 m, lambendo il grande argine in sinistra idrografica. È un minuscolo, perfetto anfiteatro, formato da cordoni poco rilevati, con sommità alquanto arrotondata e con prevalenza di clasti grossolani; ad una quota superiore (2 930 m) una struttura molto simile, incisa però nel suo tratto frontale dal torrentello alimentato dal glacionevato, rappresenta la testimonianza di un'altra stasi nel ritiro della minuscola lingua.

Una grande morena di sponda sinistra trae origine dallo spuntone roccioso di quota 3 100 m e si allunga per oltre un chilometro in direzione E e SSE, sfiorando le pareti rossastre del Dosso di Venezia fino a 2 700 m. A questa quota la morena è incisa da due solchi, uno inattivo, l'altro, un poco più a monte, percorso dal torrente che scorre parallelo al cordone morenico nel valloncetto formato dal cordone stesso e dal pendio del Dosso di Venezia. Alta mediamente sui 30 m, con sommità affilata, pochissimo inerbata e solo sul versante esterno, formata da blocchi anche di notevoli dimensioni immersi in una matrice fine, i cui colori variano fra il grigio e il giallo, la morena presenta una struttura tipicamente asimmetrica; il versante esterno è infatti abbastanza acclive, mentre quello interno è caratterizzato, oltre che da una maggiore inclinazione, dai numerosi solchi paralleli del ruscellamento e da frequenti fenomeni di colamento e smottamento.

Questi processi sono in atto anche sul versante interno dell'argine che si sviluppa quasi parallelamente al primo, partendo dallo sperone roccioso di quota 2 900 m e che contribuisce a racchiudere parzialmente la lingua dell'attuale Vedretta Venezia, già ramo settentrionale della Vedretta Rossa. Quest'argine si differenzia dal sinistro per la presenza sul filo di cresta di numerosi blocchi di grandi dimensioni (specialmente nel tratto superiore) e soprattutto per la ripidità dei versanti, che presentano una morfologia molto simile, tipica dei versanti interni delle grandi morene di sponda. In effetti l'argine che stiamo descrivendo

ha costituito nel suo settore più elevato sia la morena laterale destra del ramo settentrionale sia la morena laterale sinistra del ramo centrale del medesimo ghiacciaio. Il vallo morenico è individuabile, scendendo, fino a 2 630 m; qui si apre una larga breccia, percorsa dal torrentello già citato, che ha intagliato anche la morena sinistra e che è alimentato anche dal deflusso proveniente dalla grande placca di ghiaccio morto localizzata nel vallone racchiuso fra i due argini. Il corso d'acqua, dopo un breve percorso semipianeggiante, scende rapidamente e trasversalmente per quasi un centinaio di metri, confluendo nel Rio Vedretta Rossa. In questo tratto i depositi morenici costituiscono un terrazzo vero e proprio, sospeso sul fondovalle. Qui appaiono numerosi cordoni di limitato spessore e poco inerbati, con prevalente materiale grossolano, che si intrecciano in modo piuttosto caotico, delineando tuttavia una serie di archetti frontali.

Al di sotto dei 2 600 m è di nuovo ben individuabile la grande morena laterale sinistra della Vedretta Rossa, la cui struttura appare però più complessa. Non si tratta infatti di un unico argine, bensì di due cordoni che scendono pressoché paralleli a pochi metri di distanza l'uno dall'altro, spesso lambendosi, il più interno maggiormente elevato e più affilato. Scostato ancora di qualche metro è visibile un altro cordone morenico, con uno spessore nettamente minore, una sezione trasversale più arrotondata e un inerbimento quasi completo. Il suo percorso è talora parallelo ai due cordoni principali, ma più spesso si allunga lateralmente formando quasi delle anse, come se fosse stato deposto in una fase precedente di maggiore espansione, con minori spessori. La morena principale è individuabile fino a 2 320 m circa, quasi sul bordo della valle sospesa. Anche in questa area sono distinguibili numerosi cordoni paralleli, che piegano verso il centro del vallone e sembrano accennare a una serie di archetti frontali, la cui prosecuzione è indicata solo da qualche masso isolato.

Il versante destro idrografico del vallone della Vedretta Rossa non offre nulla che sia lontanamente paragonabile al complesso sistema morenico del versante sinistro, fin qui descritto. Come già aveva osservato il DESIO, (1967, p. 419), sul versante che scende dalla Pala della Donzella solo qualche breve frammento di cordone morenico laterale permette di individuare il limite raggiunto dal ghiacciaio; si tratta comunque di strutture poco evidenti, quasi completamente obliterate dalla falda detritica, che in taluni punti vengono sostituite da grandi massi che formano un allineamento lungo l'isoipsa di 2 550 m.

Anche sul fondo del vallone, dove il Rio Vedretta Rossa si apre la via fra i depositi glaciali e fluvioglaciali, solo con difficoltà sono individuabili evidenze morfologiche ben strutturate; si tratta di allineamenti arcuati di blocchi, più raramente di frammenti di cordoni morenici di esiguo spessore, non inerbati e formati quasi esclusivamente da materiali grossolani, che testimoniano momenti di stasi nel costante ritiro che ha interessato la fronte della Vedretta Rossa, la quale ancora nel 1925 si spingeva appiattita, sfrangiata e ricoperta da morenico, fino a 2 474 m.

<sup>(13)</sup> A cura di SMIRAGLIA C.

### 6.3.2.3. Le morene della Val Venezia <sup>(14)</sup>

L'elemento morfologico che più caratterizza questa valle e che impronta il paesaggio sono i lunghi ed alti argini morenici costruiti dalla Vedretta della Mare, in particolare dalla sua lingua principale (fig. 3). Una lingua secondaria, più settentrionale, si univa alla lingua principale alla quota 2 700-2 800 m, anch'essa accompagnata da una morena di sponda con direzione NW-SE, lunga circa 700 m, che si diparte da un dossetto di quota 3 042 (in prossimità di una piccola sella di transfluenza <sup>(15)</sup> e che si esaurisce a quota 2 700 quasi contro la vistosissima morena di sponda della lingua principale. L'argine si presenta molto affilato lungo tutta la sua lunghezza, in ottimo stato di conservazione, alto dai 20 ai 30 m e costituito da massi immersi in abbondante matrice fine; nella sua parte mediana (tra le quote 2 825-2 875), la cresta presenta, per una lunghezza di circa 150 m, uno sdoppiamento verso il versante interno. Immediatamente a S di questo cordone morenico, si rileva un'area ricoperta da spessi depositi glaciali, modellati in piccoli cordoni di sponda ed in archetti frontali (abbastanza ben conservati, parzialmente dilavati, impoveriti del materiale fine e non ricoperti da vegetazione), le cui forme sono a luoghi dettate da spuntoni di roccia subaffioranti. Essi rappresentano le tracce del ritiro della lingua secondaria; sono interrotti a quota 2 700 da un relitto di cordone morenico di sponda a direzione grosso modo E-W lungo circa 200 m ed appartenente alla lingua principale. Come denunciato dall'attuale morfologia delle due lingue, la presenza in questa posizione di tale argine morenico indica che il frazionamento delle stesse è avvenuto verosimilmente per retrocessione di quella più settentrionale.

L'estesa lingua centrale aveva costruito spessi argini morenici molto ben conservati, lunghi alcune centinaia di metri, ubicati quasi esclusivamente nel tratto tra q. 2 700 e Pian Venezia. Le testimonianze più avanzate dell'espansione di questa lingua, e quindi dell'intero Ghiacciaio della Mare, durante l'Olocene, sono rappresentate dalla morena a grandi massi che si osserva presso la sponda destra della piana di Val Venezia tra 2 350 e 2 280 m.

Le altre morene più interne si possono molto grossolanamente dividere in due tipi: argini lunghi, alti e ben conservati, ed altri piccoli, bassi, a luoghi mal conservati. I primi rappresentano evidentemente le morene laterali della vecchia lingua principale: alte circa 30 m, sono formate da blocchi anche di notevoli dimensioni immersi in una matrice fine. La morena destra presenta in tutta la sua lunghezza una cresta continua e ben affilata, in contrasto con quella sinistra che risulta affilata e continua solo nel trat-

<sup>(14)</sup> A cura di CARTON A.

<sup>(15)</sup> Attraverso la piccola sella di transfluenza si ritiene che la lingua settentrionale del Ghiacciaio della Mare sia stata in collegamento con un altro piccolo apparato glaciale posto poco più a N; l'esistenza di quest'ultimo è denunciata da un intreccio di cordoni morenici molto articolati ed assai ravvicinati tra loro (quote 2 975-3 000) che nel settore più meridionale presentano una vistosa lobatura verso valle, forse legata anche a fenomeni di geliflusso. Nell'insieme l'accumulo risulta costituito in prevalenza da massi non coperti di vegetazione.

o più a monte. Un lobo di diverticolazione si trova di fronte al Rifugio G. Larcher. A valle del lobo la cresta si appiattisce vistosamente per alcune centinaia di metri assumendo nuovamente ma saltuariamente una forma pseudo affilata e più spesso presentando sdoppiamenti di cresta. Caratteristica di queste grandi morene laterali è la colorazione in due toni nettamente diversi, giallo-rossastri e grigi, dei detriti. Intensi fenomeni di ruscellamento nivale concentrato associati ad altri di smottamento sono evidenti sempre sui ripidi fianchi di queste alte morene; tali argini risultano essere ricoperti da vegetazione solo esternamente.

Come si è detto si differenziano, da questi ultimi cordoni morenici, altri più piccoli e bassi posti all'interno e a valle di quelli fin qui descritti. Per l'analisi, la descrizione e soprattutto per il significato di questi ultimi depositi, si rimanda al paragrafo 6.3.2.5.

La lingua più meridionale del Ghiacciaio della Mare, ora quasi del tutto scomparsa, ha lasciato durante la piccola glaciazione degli archi morenici frontali a circa 700 m a NE della Catena Rossa. Lo spessore di questi depositi si aggira sui 10-30 m nella parte centrale. Qui il morenico risulta modellato in vari dossi e depressioni che ricordano le caratteristiche cavità legate alla fusione di lembi di ghiaccio morto. Il deposito è costituito da massi con abbondantissima matrice sabbiosa e limosa; i cordoni presenti, scarsamente ricoperti da vegetazione (alcuni lembi di cotica erbosa sono evidenti sui fianchi N e NE dell'arco ubicato a quota 2 760) presentano creste subarrotondate. Il deposito è stato in parte smantellato; i lembi di materiale morenico più distali osservati, raggiungono la quota di 2 670 m, ma non si è sicuri se la loro deposizione sia primaria.

### 6.3.2.4. Morene ed altre forme d'accumulo nella Valle del Caresèr <sup>(16)</sup>

La Valle del Caresèr a monte del lago artificiale è stata interamente occupata dal ghiacciaio omonimo durante l'espansione glaciale verificatasi nella prima metà del secolo scorso. In tale fase la fronte glaciale si spingeva con una lingua larga 150-200 m all'interno del bacino oggi giorno inondato, anche se verosimilmente in misura piuttosto limitata.

Le morene depositatesi durante tale fase sono esigue; il limite esterno può essere tracciato con una certa facilità sulla base del contrasto cromatico tra aree più o meno vegetate (almeno muschi e licheni) e aree prive di vegetazione.

Il ghiacciaio occupava praticamente tutta l'area subpianeggiante al di sopra del gradino che scende al lago. In quest'area si rinvenivano materiali morenici grossolani (dalla ghiaia ai blocchi) talora disposti anche sui fianchi e alla sommità di nuclei di substrato intensamente levigati dall'esarazione glaciale. Tra questi sedimenti sono presenti nu-

<sup>(16)</sup> A cura di COLTORTI M.

merosi ciottoli subarrotondati con striature testimonianti la presenza di materiale morenico di fondo.

Il ghiacciaio ha lasciato in sinistra un piccolo cordone morenico a q. 2 740 su un dosso orientato NNW che scende da Cima Cavaion. Sulla destra idrografica ha lasciato materiali morenici sparsi (dalla ghiaia ai blocchi, nettamente subordinata la sabbia) sulle pareti della valle sino a q. 2 730. Poco più a monte una piccola diramazione laterale destra del ghiacciaio sbarrava una vallecola, permettendo al suo interno la deposizione di materiali fluvio-lacustri prevalentemente sabbioso-siltosi; il ghiacciaio vi arrivava dopo aver superato (nei pressi di q. 2 860) il dosso che si collega a Cima Lagolungo.

Sullo sperone roccioso in sinistra un cordone morenico laterale testimonia uno stazionamento del ghiacciaio a q. 2 715 (17), mentre sulla destra, in seguito al ritiro della piccola lingua laterale sin nei pressi di q. 2 680, nella vallecola si depositarono materiali fluvio-glaciali (terrazzo di *kame*). Anche a sinistra sono presenti alcuni terrazzi di *kame* di modesta estensione costituiti da materiale ciottoloso grossolano ben selezionato e senza matrice. Questi materiali sono stati interessati da una leggera spinta laterale, dato che l'originaria morfologia subpianeggiante è stata lievemente modificata, testimoniando una leggera fase di rigonfiamento del ghiacciaio stesso nell'ambito del generale ritiro.

A partire dal 1923 il ghiacciaio è stato fatto oggetto di osservazioni sistematiche e sono note le varie fasi del suo ritiro (riassunte da DESIO, 1967). Nel corso del ritiro si sono edificati altri due importanti terrazzi sulla destra della lingua glaciale ov'era diretta in senso N-S, conservati tra le quote 2 725 e 2 750 l'inferiore, tra le quote 2 750 e 2 775 il superiore. Vengono indicati sulla carta col segno dei cordoni morenici, sebbene il materiale sia in parte fluvio-glaciale, dando luogo anche qui a formazioni di tipo *kame*.

All'indomani del ritiro della lingua principale, sulla sinistra idrografica sono rimaste conservate due generazioni di materiali morenici di fondo suddivisibili sulla base di differenze cromatiche.

Una piccola lingua secondaria sita ad E di Cima Lagolungo ha lasciato, nei pressi di q. 3 000 e quasi a ridosso del ghiacciaio attuale, due piccole morene frontali, la più esterna delle quali è discretamente allungata e sventrata nella parte centrale dall'erosione fluvio-glaciale. La lingua principale, al di sopra dell'ultimo grande gradino roccioso, ha lasciato due cordoni morenici laterali di esiguo spessore, a q. 2 950 in sinistra e a q. 3 000 in destra.

#### 6.3.2.5. La Vedretta della Mare durante la «piccola glaciazione» (18)

Le fluttuazioni glaciali della Vedretta della Mare durante la «piccola glaciazione» e nei decenni successivi sono state ricostruite, almeno in via approssimativa, attraverso lo studio delle morene terminali osservabili presso la fronte ed ai lati della lingua principale ed attraverso l'analisi dei documenti cartografici e fotografici reperiti.

##### 6.3.2.5.1. Osservazioni sul terreno

Su ingrandimenti (in scala 1:10 000 circa) di fotografie aeree sono state cartografate le creste delle morene terminali o altre evidenze morfologiche di margine glaciale (fig. 14). Si è proceduto quindi alla caratterizzazione di ogni singola morena mediante misure lichenometriche (diametro minimo del tallo circolare più grande), secondo i criteri indicati da OROMBELLI & PORTER (1983), utilizzando i licheni del gruppo *Rhizocarpon geographicum*. Non essendo stati rinvenuti nell'area in esame substrati di età nota non è stato possibile costruire una curva di accrescimento; pertanto i dati ottenuti sono valse unicamente a differenziare le morene oloceniche da quelle tardiglaciali, unitamente ad altre osservazioni morfologiche, pedologiche e sulla alterazione. Nelle prime, inoltre, è stato possibile evidenziare un sistematico, ma non graduale, decremento dei diametri dei talli lichenici dalle morene più esterne a quelle interne.

La morena a grandi massi che si osserva presso la sponda destra del T. Noce Bianco, all'estremità settentrionale della piana di Val Venezia (cf. paragrafo 6.3.2.3) rappresenta la testimonianza geologica della massima espansione raggiunta dalla Vedretta della Mare durante l'intero Olocene. Questa osservazione è suggerita dal diverso sviluppo dei suoli sulla morena e all'esterno di essa. Sulla cresta della morena è infatti presente un suolo appena incipiente dal profilo A, AC, C, in cui lo spessore del «solum» di colore bruno scuro o bruno grigiastro è di soli 6,5 cm. Il colore dell'orizzonte C e dei sedimenti sottostanti è «oliva» (fig. 15, profilo 1). Esternamente alla morena, a soli pochi metri di distanza, su di una superficie in debole pendio, si è osservato, invece, un suolo assai più evoluto, con profilo O, A1, A2, B2, B3, IIC. Il «solum», di colore bruno scuro, è profondo 49 cm ed è sovrapposto ad un orizzonte C di colore bruno-oliva (fig. 15, profilo 3).

Questo brusco contrasto pedologico non è occasionale ma sistematicamente osservabile e può valere per ubicare il limite tra i depositi glaciali olocenici e quelli tardiglaciali. Anche i caratteri dell'alterazione delle superfici rocciose sono profondamente diversi nell'area raggiunta dal ghiaccio durante l'Olocene e in quella più esterna, occupata nel Tardiglaciale. In quest'ultima le superfici rocciose sono scabre ed hanno perso ogni eventuale traccia delle sottili strie glaciali.

(17) A questa fase va ricondotta la formazione di due laghetti di sbarramento visibili sulla carta topografica 1:25 000 dell'IGM del 1931 basata sulle levate austriache del 1910, laghetti non più esistenti però già nel 1923 (DESIO, 1925). Dal più occidentale dei due laghetti un torrente glaciale scendeva direttamente, con un percorso poi abbandonato, alla conca del Caresèr.

(18) A cura di OROMBELLI G.

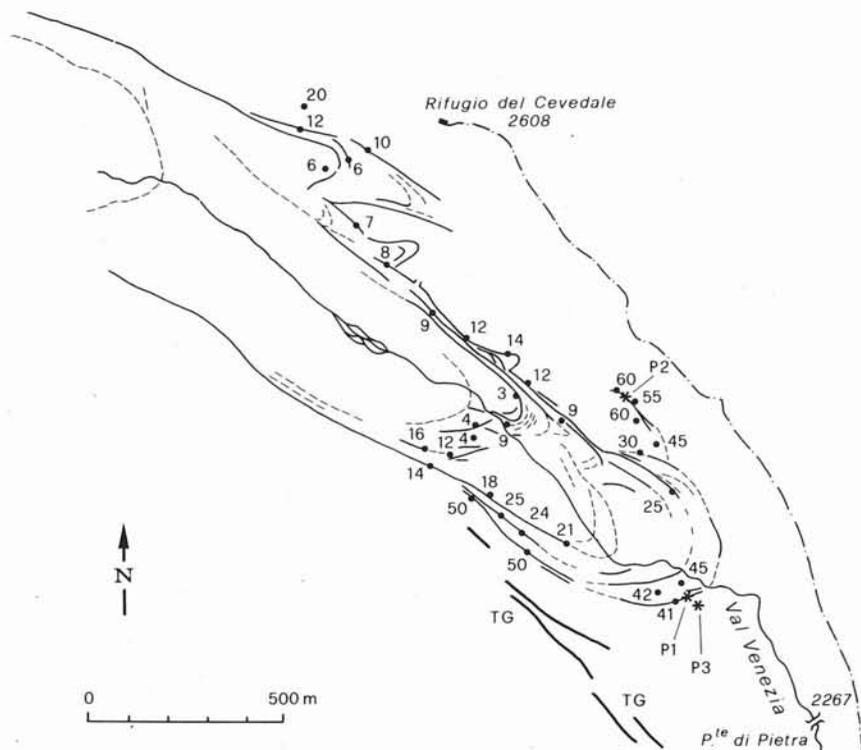


FIG. 14 - L'apparato morenico della Vedretta della Mare in Val Venezia. Le linee a tratto continuo indicano le morene terminali oloceniche ben conservate. Con le linee tratteggiate sono segnati i cordoni morenici mal conservati, le scarpate di contatto glaciale o gli allineamenti di grandi massi. I numeri indicano il diametro minimo dei talli circolari più grandi dei Licheni del gruppo *Rhizocarpon geographicum*. La sigla TG è riferita alle morene terminali del Tardiglaciale. Gli asterischi danno la localizzazione dei profili dei suoli rappresentati in fig. 15 (OROMBELLI).

La morena a grandi massi presenta licheni con tallo circolare fino a 41 mm; valori un poco più elevati (42, 45 mm) sono tuttavia stati osservati internamente alla medesima. Sul lato destro dell'antica fronte la morena più esterna conservatasi reca licheni con diametro fino a 50 mm. Sul lato sinistro, invece, è conservato un piccolo resto morenico, presso la base esterna della grande morena laterale sinistra, recante licheni con diametri fino a 60 mm.

Un profilo di suolo aperto in cresta su questa morena in sinistra ha mostrato una successione di orizzonti A, B, C, con «solum» di colore bruno scuro o bruno-giallastro

scuro, dello spessore di 16 cm, più evoluto quindi rispetto a quello della morena a grandi massi, ma assai meno di quello su substrato tradiglaciale (fig. 15, profilo 2).

Altre morene più interne, sempre nel tratto frontale, posseggono licheni con diametri, rispettivamente, fino a 25, 21, 16 e 4 mm.

Le ultime, poste ad una quota di circa 2460 m, sono particolarmente evidenti e disegnano due archetti, separati dal corso del torrente di fusione glaciale; all'interno dell'archetto più settentrionale è un piccolo laghetto.

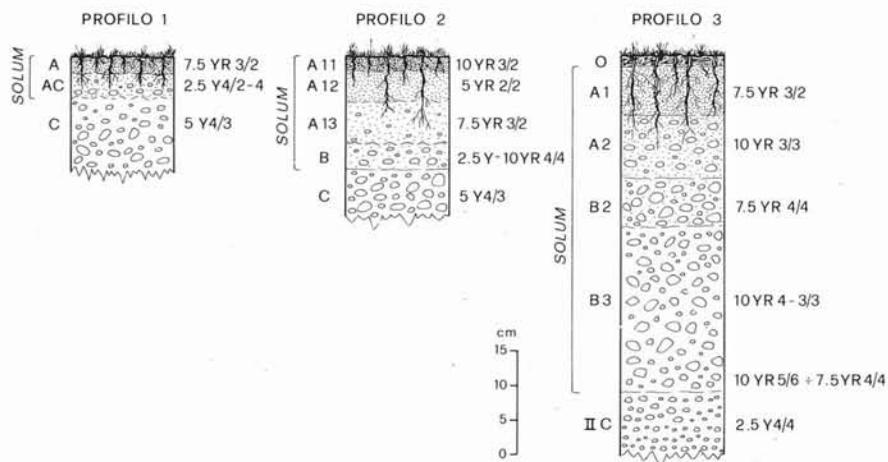


FIG. 15 - Profili dei suoli osservati in cresta alla morena olocenica più esterna (prof. 1), in cresta alla morena laterale sinistra olocenica più esterna attribuita al secolo XVIII (o XVII) (prof. 2), e sul pendio immediatamente esterno alla morena olocenica più esterna; su depositi tardiglaciali (prof. 3). Gli orizzonti dei suoli e il *solum* mostrano spessori che crescono con l'età (OROMBELLI).

### 6.3.2.5.2. Profili pedologici

#### Profilo N. 1

Profilo aperto in cresta alla morena frontale olocenica più esterna in Pian Venezia (morena a grandi massi) recante licheni fino a 41 mm di diametro, ed attribuita alla prima metà del secolo XIX.

Topografia: superficie pianeggiante costituente la cresta di una morena. Quota 2 300 circa. Copertura vegetale prativa continua, con erbe e muschi. Pietrosità elevata.

0 - 2,5 cm. Orizzonte A. Feltro di radici e di piccoli fusti di erbe e muschi, con componente inorganica a tessitura sabbiosa. Scheletro assente. Colore allo stato umido bruno scuro 7.5YR3/2. Limite abrupto lievemente ondulato.

2,5 - 6,5 cm. Orizzonte AC. Scheletro grossolano comune, tessitura sabbioso-franca, aggregazione grumosa piccola moderata, radici estremamente abbondanti, colore allo stato umido da bruno oliva a gruno grigiastro scuro 2.5Y4/2-4, limite chiaro.

6,5 - 15 + cm. Orizzonte C. Scheletro da medio a grossolano comune, tessitura sabbioso-franca, da sciolto ad aggregazione grumosa fine estremamente debole, colore allo stato umido oliva 5Y4/3.

In questo profilo lo spessore del «solum» è di 6,5 cm.

#### Profilo N. 2

Profilo aperto in cresta alla morena laterale sinistra olocenica più esterna in Val Venezia, recante licheni fino a 60 mm di diametro, ed attribuita al secolo XVIII (o XVII ?).

Topografia: superficie piana lievemente inclinata costituente la cresta di una morena. Quota 2 460 circa. Copertura vegetale prativa fitta e continua.

0 - 2 cm. Orizzonte A11. Feltro di radici con componente inorganica a tessitura franco-sabbiosa, colore allo stato umido bruno scuro 10YR3/2, limite abrupto debolmente ondulato.

2 - 6,5 cm. Orizzonte A12. Scheletro assente, tessitura franco-sabbiosa, aggregazione grumosa piccola debole, colore allo stato umido bruno rossastro scuro 5YR2/2, limite chiaro debolmente ondulato.

6,5 - 12 cm. Orizzonte A13. Scheletro minuto molto scarso, tessitura sabbioso-franca, aggregazione poliedrica angolare media moderata, radici comuni, colore allo stato umido bruno scuro 7.5YR3/2, limite chiaro debolmente ondulato.

12 - 16 cm. Orizzonte B. Scheletro grossolano comune, tessitura sabbioso-franca, aggregazione poliedrica angolare media da debole a moderata, colore allo stato umido da bruno oliva a bruno giallastro scuro 2.5Y - 10YR4/4.

16 - 20 + cm. Orizzonte C. Scheletro grossolano abbondante, tessitura sabbioso-franca, aggregazione grumosa tendente a poliedrica subangolare piccola debole, colore allo stato umido oliva 5Y4/3.

In questo profilo lo spessore del «solum» è di 16 cm.

#### Profilo N. 3

Profilo aperto su pendio immediatamente esterno alla morena frontale olocenica più esterna di Pian Venezia, sulla cresta della quale è stato descritto il Profilo N. 1.

Il Profilo N. 3 è stato descritto in un'area occupata da depositi tardiglaciali, mai raggiunta dal ghiacciaio durante l'Olocene.

Topografia: superficie in debole pendenza alla base di un versante. Esposizione NE. Quota circa 2 300 m. Copertura vegetale prativa continua.

1,5 - 0 cm. Orizzonte O. Foglie, rametti e muschi in gran parte decomposti, ma ancora riconoscibili. Limite abrupto lievemente ondulato.

0 - 7,5 cm. Orizzonte A1. Scheletro assente, tessitura franco-limosa, aggregazione grumosa piccola debole, oscurata dall'estremo sviluppo delle radici che costituiscono un feltro continuo. Colore allo stato umido bruno scuro 7.5YR3/2. Limite chiaro che si realizza per variazione graduale del colore che alla base dell'orizzonte diviene bruno scuro a bruno 7.5YR4/2.

7,5 - 16 cm. Orizzonte A2. Scheletro medio e grossolano comune, tessitura franco-sabbiosa, aggregazione grumosa media moderata, radici molto comuni. Colore allo stato umido bruno scuro 10YR3/3. Limite abrupto debolmente ondulato.

16 - 23 cm. Orizzonte B2. Scheletro medio e grossolano abbondante, tessitura franco-sabbiosa, aggregazione grumosa piccola debole tendente a poliedrica angolare media estremamente debole. Radici molto abbondanti. Colore allo stato umido da bruno a bruno scuro 7.5YR4/4. Patine di argilla estremamente sottili e discontinue sui clasti, limite chiaro ondulato.

23 - 49 cm. Orizzonte B3. Scheletro grossolano abbondante, tessitura franco-sabbiosa, aggregazione grumosa media debole, tendente a sciolto. Radici comuni. Colore allo stato umido bruno scuro 10YR4-3/3.

Alla base dell'orizzonte, per uno spessore di circa 5 cm, è presente una banda più fortemente ossidata. Si notano ciottoli con patine nere ferro-manganesifere e il colore della matrice varia dal bruno giallastro 10YR5/6 al bruno 7.5YR4/4. Limite abrupto ondulato.

49 - 57 + cm. Orizzonte IIC. Scheletro medio e minuto molto abbondante, tessitura sabbiosa, sciolto, radici assenti, colore allo stato umido bruno oliva 2.5Y4/4.

In questo profilo lo spessore del «solum» è di 49 cm.

### 6.3.2.5.3. Analisi della documentazione cartografica e fotografica

Nell'opera di DESIO (1967) sono elencati i principali documenti cartografici che riguardano i ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale. Al fine di ricostruire le variazioni topografiche del ghiacciaio negli ultimi due secoli si è proceduto ad un esame comparato di quante più carte si è potuto reperire.

Nella «Carta Topografica del Regno Lombardo-Veneto» del 1832, in scala 1:86 400, è indicato un ghiacciaio con la denominazione «La Mare». La rappresentazione è del tutto inaccurata e inutilizzabile per lo scopo propostoci. Più interessante è la «*Originalkarte der Südlichen Ortler-Alpen*» di J. PAYER (1869), in scala 1:56 000, rilevata nel 1867. La «Vedretta la Mare» vi appare articolata in due lingue: quella più settentrionale si allunga nella «Val di Venezia», sino ad un punto quotato 7 414 («piedi viennesi», pari a 2 376 m, secondo DESIO 1967, p. 424). La distanza tra la fronte e la confluenza del torrente che scende dal «Lago delle Marmotte» con il torrente di fondovalle è di circa 360 m, il che porterebbe la fronte nei pressi della attuale isoipsa 2 400, in una posizione nettamente più arretrata, di circa 1 km, rispetto alla cerchia morenica olocenica più esterna, a grossi massi. La lingua appare inoltre alquanto smagrita, stretta ed appuntita, mentre non risulta evidente alcuna sporgenza o diverticolazione lungo il margine sinistro. La lingua più meridionale, ora quasi del tutto scomparsa, doveva scendere allora sino alla balza rocciosa presso quota 2 800 m.

La «*Karte der centralen Ortler Gruppe*» rilevata da HOFFMANN C. e redatta da HAUSHOFER C., in scala 1: 72 000, pubblicata nel 1872, mostra la «Ved. la Mare»: la rappresentazione è tuttavia inaccurata e inutilizzabile.

Nella «Carta topografica del gruppo Ortler-Cevedale», in scala 1:40 000, di POGGIAGHI P. (1883), rilevata nel 1879 (fide DESIO, 1967, p. 255), la Vedretta de la Mare è indicata con il nome di «Vedretta Venezia». La sua fronte, di forma triangolare in pianta, termina a metri 2 336, ma le quote in questa carta sono largamente e variamente discordanti da quelle riportate nelle attuali carte IGM (edizione 5 -



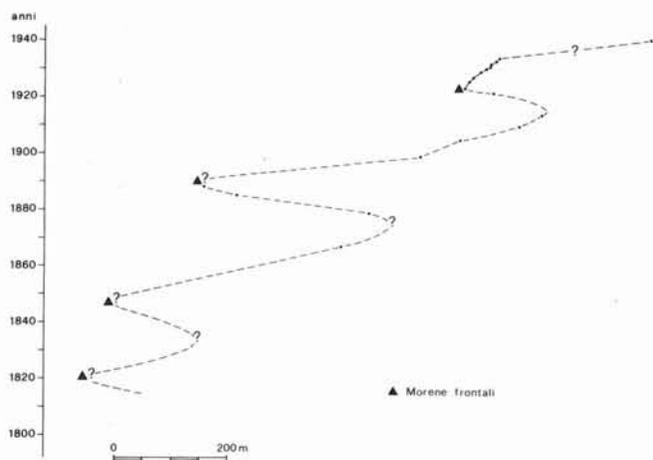


FIG. 17 - Curva ipotetica tempo/distanza per le oscillazioni della fronte del ghiacciaio della Vedretta della Mare nell'intervallo 1820 (circa)-1941.

sizione per le morene osservate: 1825, 1847, 1886, 1896, 1908. Ma la Valle dei Forni, nel tratto studiato, è orientata E-W e le misure sono state ottenute entro quote comprese tra 2 150 e 2 250 m circa, mentre la Val Venezia è orientata NW-SE e le misure sono state ottenute a quote comprese tra 2 300 e 2 500 m circa. Di fatto ai Forni su di una morena ritenuta abbandonata dal ghiaccio nel 1926 si sono osservati diametri fino a 9 mm, mentre alla Vedretta della Mare sulla morena ritenuta abbandonata dal ghiacciaio nel 1923 si sono osservati diametri fino a 4 mm. Questa discrepanza non consente quindi di utilizzare la curva dei Forni se non in una maniera puramente indicativa.

Per concludere, la «morena a grandi massi» potrebbe essere stata deposta attorno al 1820 oppure al 1850 (comunque nella prima metà dell'800), la piccola morena più esterna, sul lato sinistro della Val Venezia, con licheni fino a 60 mm e suolo relativamente più evoluto, dovrebbe essersi deposta nel secolo XVIII (o eventualmente XVII). I lobi di sfondamento lungo la morena laterale sinistra dovrebbero essere stati occupati dal ghiaccio ancora nella seconda metà del XIX secolo e, in misura minore, agli inizi del XX. Di particolare interesse sono i rapporti morfologici tra la morena del XVIII (XVII?) secolo e quelle della prima metà del secolo XIX. Essi indicano che durante le prime fasi di massima avanzata della «piccola Glaciazione» la fronte era più arretrata, più bassa e più espansa in larghezza, in particolare verso N, rispetto alle fasi di massima avanzata della prima metà '800.

Poiché fatti analoghi sono stati osservati anche presso altri ghiacciai delle Alpi (ad es. Vedretta delle Rosole, Ghiacciaio di Verra, Ghiacciaio di Pré de Bar) si può dedurre il seguente modello generale. Durante una serie di successive oscillazioni glaciali il graduale innalzamento delle morene laterali e dell'intero alveo della lingua glaciale può portare la fronte, a parità di volume di ghiaccio, in posizione via via più avanzata, sfondando e sorpassando le morene frontali di precedenti avanzate, delle quali si conservano solo dei moncherini in posizione laterale. In altre pa-

role successive avanzate, intercalate da ritiri, anche quando dovute ad incrementi di volume analoghi, per il graduale sollevamento dell'alveo glaciale per sedimentazione, l'innalzamento delle morene laterali per sovrapposizione, il graduale restringimento dell'alveo per costruzione di morene laterali di accrezione, l'aumento della pendenza della superficie del ghiacciaio nel suo tratto terminale, possono dare luogo a conformazioni della lingua via via più strette ed allungate (fig. 18). Le morene frontali costruite generalmente al termine di una fase di avanzata, si dispongono concentricamente in posizione via via più arretrata nel caso di pulsazioni positive di intensità decrescente, tagliano o distruggono e seppelliscono interamente morene precedenti, nel caso di avanzate più accentuate. Durante l'innalzamento delle morene laterali si possono avere (eventualmente precedute da brecce aperte da rotte glaciali, come ad es. accadde nel Gruppo del Monte Bianco lungo la morena destra della Brenva nel 1928) fenomeni di traccimazione e di diverticolazione di piccoli lobi di sfondamento, spesso ubicati sulla sponda concava di lingue glaciali che subiscono una brusca deviazione (come ad es. si osserva nel Ghiacciaio del Miage, con i piccoli anfiteatri presso il laghetto del Miage). Si può infine osservare che l'edificazione di una morena laterale avviene, quindi, oltre che per accrescimento verticale, anche per progressiva estensione longitudinale.

### 6.3.3. Morfogenesi attuale alla fronte dei ghiacciai

#### 6.3.3.1. Vedretta Rossa e Vedretta Venezia <sup>(19)</sup>

Nelle zone dove sono localizzate le attuali fronti dei ghiacciai e nelle fasce proglaciali, ai processi propriamente glaciali, soprattutto di accumulo, ma anche di erosione, si accostano e si sovrappongono quelli delle acque diffuse e incanalate, che dal ghiacciaio stesso sono generate, e quelli di tipo crionivale, che alle medesime acque devono parte della loro capacità morfodinamica. Si vedano ad esempio le fronti e le fasce proglaciali della Vedretta Rossa e della Vedretta Venezia, già unite a costituire un unico apparato. La diversa localizzazione e la diversa morfologia su cui insistono le due fronti creano notevoli differenze nei rapporti fra i processi morfogenetici in atto e nelle forme derivanti.

Nella Vedretta Rossa infatti, il ghiacciaio si arresta su un ripido salto, alto circa 150 m, di rocce levigate e montonate con una fronte plurilobata, che in alcuni tratti raggiunge lo spessore di dieci metri (fig. 4). Le rocce sono caratterizzate da numerose fratture, dalle quali si sono originati ripiani e scarpate. La disposizione dei ripiani, variamente inclinati rispetto all'asse longitudinale della valle, sembra influire sulla localizzazione dei lobi frontali, che tendono ad adagiarsi sui ripiani stessi e a porsi trasversalmente. La parte basale del ghiacciaio che sulla fronte ap-

<sup>(19)</sup> A cura di SMIRAGLIA C.

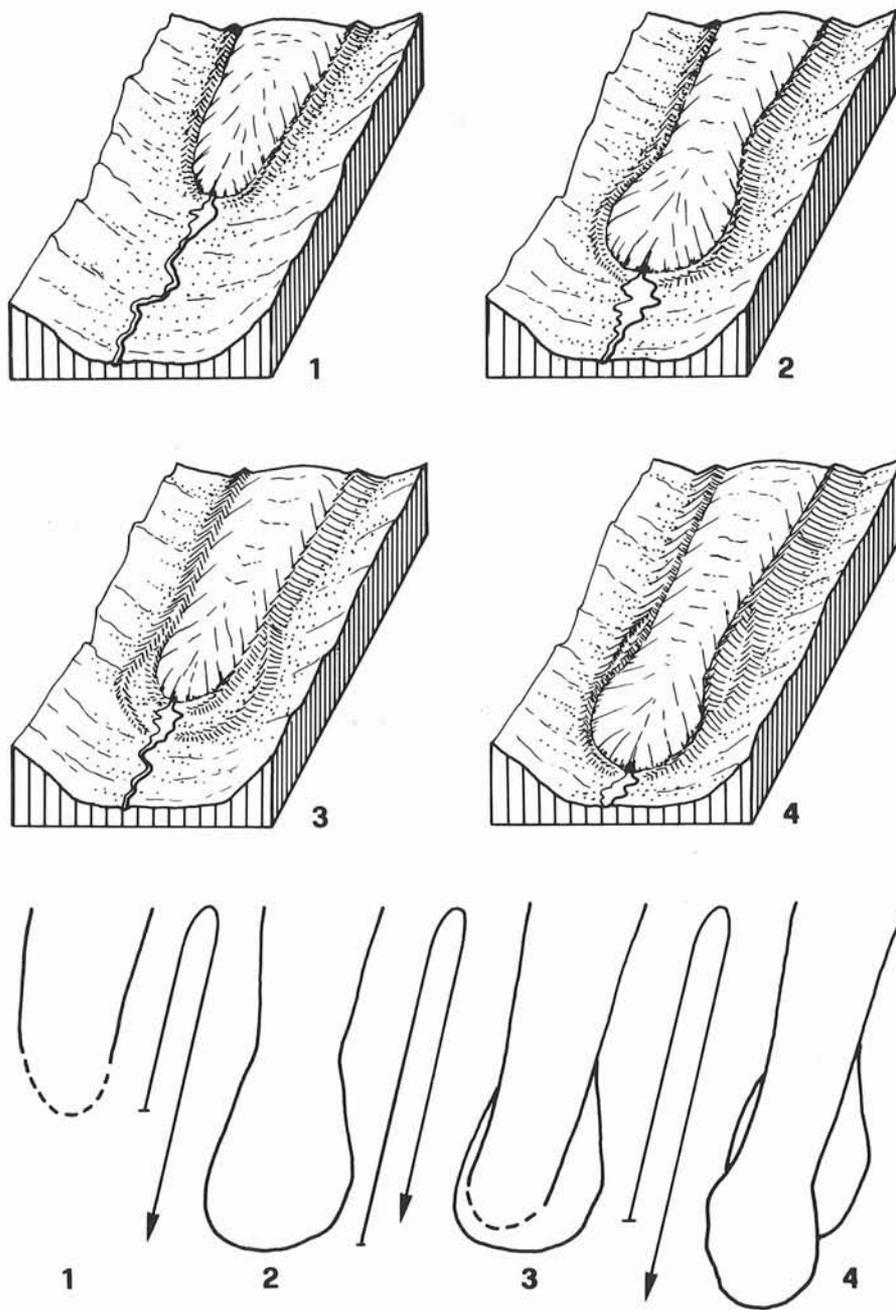


FIG. 18 - Modello generale della evoluzione della forma e della estensione di un ghiacciaio vallivo alpino durante una serie di successive avanzate nella Piccola Glaciazione, dedotto dal comportamento del ghiacciaio della Vedretta della Mare. L'innalzamento delle morene laterali e il graduale restringimento dell'alveo glaciale determina un allungamento della lingua del ghiacciaio. Durante le prime avanzate della Piccola Glaciazione la parte terminale del ghiacciaio era generalmente larga e piatta, mentre durante le avanzate successive era più stretta, più lunga e più alta (OROMBELLI).

pare più scura per la presenza della morena di fondo formata da materiale piuttosto fine, continua a esercitare un'azione di levigatura e abrasione sulle rocce sottostanti. Poco evidente è l'azione di accumulo da parte del ghiacciaio. La ripidità della fascia rocciosa non permette infatti la deposizione in modo stabile di materiale morenico, se non ai piedi della barriera rocciosa.

Sulla fronte, specialmente nel settore centrale, sono inoltre frequenti i crolli di frammenti di ghiaccio, legati anche all'attuale fase di lieve avanzata della lingua del ghiacciaio. Il torrente glaciale rimaneggia e terrazza i materiali depo-

sitati sul pianoro sottostante alla fascia rocciosa. È però un'azione di breve durata: le acque incanalate spariscono ben presto al di sotto del deposito morenico, che presenta in quest'area una tipica morfologia a depressioni e cumuli, derivata probabilmente dalla presenza di un lembo di ghiaccio morto. Si tratta di un residuo della sottile lingua di ghiaccio che ancora nel 1961 riusciva a superare il gradino roccioso e a giungere sul pianoro. Dopo circa 250 m le acque riaffiorano confluendo nel torrente proveniente dal lobo più meridionale della Vedretta Venezia.

La lingua principale della Vedretta Venezia si arresta



FIG. 19 - Vedretta Venezia, lobo destro della fronte attiva, visto dalla grande morena laterale sinistra. Si noti l'arco morenico in formazione (foto CASTIGLIONI, Settembre 1983).

su un ripiano morenico a scarsa inclinazione (circa  $5^\circ$ ) (fig. 19). Una lingua secondaria, separata dalla precedente da un poderoso argine morenico, s'insinua nella valletta compresa fra l'argine e la parete rocciosa che sostiene la fronte della Vedretta Rossa, cui è parzialmente congiunta da lembi di nevato. È tuttavia presso la fronte principale che la morfogenesi attuale presenta i caratteri più interessanti e complessi. Essa si allarga per circa 400 m formando due lobi maggiori, i cui contorni appaiono molto irregolari e presentano numerose dentellature. A differenza della Vedretta Rossa, la fronte della Vedretta Venezia è per tutto il suo sviluppo coperta da morenico, che poco più a monte appare organizzato in brevi cordoni superficiali, costituiti da clasti rossastri.

L'intera superficie della lingua è intensamente fratturata da crepacci di vario tipo, soprattutto a valle dello sperone roccioso di quota 3 010. Particolarmente evidente è il crepaccio longitudinale, che si apre sulla superficie del ghiacciaio per oltre un chilometro. Le tensioni interne sono evidenziate anche dai numerosissimi crepacci marginali, che si innestano «a spina di pesce» su quello longitudinale e che nei pressi della fronte tendono a divenire radiali.

Qui sono particolarmente vistosi gli effetti della ablazione differenziale: sull'estremo limite della lingua, dove il materiale morenico, specie quello grossolano, tende ad accumularsi e ad emergere in quantità maggiore, il ghiaccio è più protetto dalla fusione e assume una caratteristica morfologia a coni e dossi ricoperti da morenico, che creano sulla fronte delle contropendenze. Nei tratti più ripidi della fronte, che si innalza mediamente per quattro metri, è chiaramente visibile la successione degli strati di ghiaccio, che appaiono compressi, inarcati e talora dislocati da superfici di taglio con la concavità verso il basso.

Probabilmente all'alternanza di strati più chiari e più sicuri, e quindi alla diversa capacità di assorbimento termico, va ascritta la particolare morfologia a gradini del lobo più settentrionale della fronte. In questo è inoltre pos-

sibile distinguere uno zoccolo di ghiaccio piuttosto chiaro con rari inclusi grossolani, il cui spessore si aggira sui due metri, e una fascia di pochi decimetri di ghiaccio molto scuro, inglobante grandi quantità di detrito fine. Il tutto è sovrastato da altri due metri di ghiaccio stratificato e ricoperto da clasti grossolani, che emerge rispetto agli strati sottostanti, formando un'insolita struttura aggettante.

Molto intensa appare sulla fronte l'azione di ruscellamento delle acque di ablazione, con allontanamento dei materiali più fini, approfondimento degli alvei nel ghiaccio, deposito di piccole conoidi. Piccoli colamenti gravitativi di limo e più frequenti scivolamenti di ciottoli e massi isolati, danno origine a un accumulo caotico ai piedi della fronte, dove grossi blocchi sono immersi in una matrice fine, costantemente imbevuta di acqua, e dove alla mobilitazione da parte degli agenti morfogenetici sopra indicati, va aggiunta la dinamica vera e propria della massa glaciale con i suoi movimenti frontali, non solo annuali ma anche stagionali. A questi ultimi va probabilmente attribuita l'edificazione dell'argine morenico di limitato spessore (mediamente un metro) e di struttura caotica, con prevalenza tuttavia di materiali grossolani, che segue esattamente il contorno della fronte tardo-estiva, collocandosi però qualche metro più a valle.

Il fondo del vallone lievemente inclinato dove si arresta attualmente il ghiacciaio e compreso fra i due valli moreniche laterali, è completamente ricoperto da materiale morenico. Il settore centrale, ben distinguibile per la colorazione rossastra del deposito, che spicca vivacemente rispetto ai toni giallo-grigi delle morene laterali, si presenta un poco inarcato e convesso. I due torrenti glaciali che fuoriescono dal lobo destro e dal lobo sinistro della fronte, spariscono alla vista dopo poche decine di metri di percorso.

I lievi pendii circostanti sono tuttavia ricchissimi di acqua; i materiali fini ne sono infatti completamente impregnati, numerosi sono i piccoli smottamenti di materiale terroso, specialmente sul versante destro idrografico dove la pendenza è maggiore e dove basta la pressione di un piede per originare colamenti di fanghiglia in grado di mobilizzare anche materiale grossolano. Sul versante sinistro, in più lieve pendio, questi fenomeni sono più rari; qui tuttavia nella estate 1983 è stato osservato un colamento di notevoli dimensioni, che, per seguire la terminologia dell'ALBERTINI (1955b), potrebbe forse essere definito «colata da cordone morenico» (fig. 20). Il fenomeno ha interessato il settore più basso dell'argine morenico, cinque metri al di sopra del fondo del vallone. Era visibile la nicchia di distacco, larga qualche metro, da cui ha preso avvio lo scorrimento del materiale, per la maggiore parte fine con qualche incluso ciottoloso. Scesa dalla morena, la colata fluiva quasi parallelamente al cordone morenico per circa 100 m su un fronte di 10 m. In questo tratto assumeva una caratteristica struttura linguiforme e sulla superficie apparivano numerose rughe e crepe arcuate con convessità verso valle.

Ciò che dal punto di vista morfologico caratterizza l'area compresa fra i due cordoni morenici è però l'alternarsi di depressioni e cumuli sulla superficie del deposito glaciale,



FIG. 20 - Colata attiva sul materiale morenico antistante la Vedretta Venezia. Essa prende origini dal pendio interno del cordone morenico sinistro e si sviluppa nell'area occupata da ghiaccio morto, chiaramente in rapporto con l'ablazione di quest'ultimo, che impregna d'acqua le morene. La colata si allunga per circa 100 m con le sue tipiche rughe arcuate, proseguendo poi per altri 100 m come colata di limo (foto CASTIGLIONI, Settembre 1983).

osservati per una lunghezza di quasi un chilometro a partire dalla quota di 2 760 m. Sono cavità, talora più profonde di un metro, con diametro circolare o ellittico minore della profondità, che interrompono la continuità della copertura morenica e che fanno pensare a subsidenze e collassi locali.

La presenza costante di materiali imbevuti d'acqua e delle suddette cavità fa ritenere che al di sotto del morenico si trovi una grossa placca di ghiaccio morto, la cui lenta fusione e i cui moti di assestamento darebbero origine alla morfologia sopra indicata.

Tale interpretazione è confermata dal rinvenimento della fronte di questa placca a 2 670 m, dove affiora dal morenico una ripida parete di ghiaccio alta circa 20 m, al piede della quale ricompare il torrente glaciale.

#### 6.3.3.2. Vedretta della Mare <sup>(20)</sup>

Alla fronte della Vedretta della Mare i processi glaciali in atto sono meno vistosi ed interessano aree più limitate rispetto a quanto si verifica alla Vedretta Rossa, per cui si limita alle sole osservazioni dei fenomeni di un qualche rilievo.

Attualmente la lingua centrale risulta composta da due colate, in parte separate da un affilato spuntone roccioso; immediatamente a ridosso di questi due lobi, si rinvengono placche detritiche costituite da grossi massi, ma più frequentemente da ciottoli e sabbia, come è osservabile tra le quote 2 700 e 2 750 in corrispondenza della lingua maggiore del ghiacciaio. A N di quest'ultima è invece ben evidente un lungo cordone laterale da quota 3 100 fino a quota 2 750 circa. Uno analogo, lungo circa 300 m, affianca a

N la lingua più avanzata da quota 2 700 a quota 2 600 terminando in prossimità di una bocca di scaricatore.

Morene attive bordano frontalmente e lateralmente (verso N) la lingua più settentrionale; risultano appoggiate su un nevaio sotto al quale, con tutta probabilità, c'è del ghiaccio; assumono una forma a cordone, se pur embrionale, solo lateralmente alla lingua stessa. L'altezza del cordone è solo di qualche metro; evidenti, a luoghi, piccoli fenomeni di collasso, in modo particolare in corrispondenza di concentrazioni di materiale più fine.

#### 6.3.4. Datazioni radiometriche e loro significato <sup>(21)</sup>

Nel corso dello *stage* del Settembre 1983 sono stati raccolti alcuni campioni di torba e di legno per analisi C-14, da utilizzarsi congiuntamente per la ricerca palinologica (v. paragrafo 9) e per la ricostruzione delle fasi glaciali in Val Venezia. I punti di prelievo sono indicati nel profilo (5) di fig. 32. I campioni sono stati datati presso il *Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique* de l'Université de Paris Sud, a cura del prof. FONTES J. Ch. <sup>(22)</sup>. Le date ottenute sono le seguenti.

Torbiera ad Est del Ponte di Pietra, sul lato sinistro della valle:

- torba, profondità 70 cm      anni 5 060 ± 100 b.p.
- legno, profondità 90 cm      anni 9 730 ± 530 b.p.
- torba, profondità 140-145 cm      anni 9 130 ± 320 b.p.

<sup>(21)</sup> A cura di CASTIGLIONI G.B.

<sup>(22)</sup> Si ringrazia il Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali del CNR (Milano) per aver sostenuto i costi delle determinazioni radiometriche, e la Direzione del Parco Nazionale dello Stelvio per aver messo a disposizione il personale del parco nella effettuazione della trincea che ha permesso di osservare la stratigrafia della torbiera e di prelevare i campioni.

<sup>(20)</sup> A cura di CARTON A.

Terrazzo sul lato destro della valle, a NW del Ponte di Pietra:

— torba, profondità 170 cm      anni  $1\ 180 \pm 150$  b.p.

Quanto segue costituisce un primo tentativo di utilizzare i dati ottenuti, in attesa che ulteriori ricerche, in particolare quelle di carattere palinologico, consentano uno studio più completo.

I primi tre campioni datati provengono da una successione torbosa dello spessore complessivo di 145 cm, poggiante su sabbia e limo (fig. 32). Questi depositi si trovano all'interno dell'arco morenico frontale riconoscibile a 2 280 m circa, presso la Baita del Parco Nazionale dello Stelvio a Pian Venezia, esternamente (a una distanza di 500 m) rispetto alle morene frontali più avanzate della Vedretta della Mare, riferite alla «piccola glaciazione» («morena a grandi massi», prima metà dell'800).

In questa fase preliminare appare lecito non entrare nella discussione sull'apparente discordanza tra i due dati relativi rispettivamente al campione di legno e al più profondo campione di torba. Quest'ultimo campione, raccolto a 140-145 cm di profondità, datato a  $9\ 130 \pm 320$  anni fa, ci mostra che la piana di Val Venezia era già totalmente deglaciata nell'Olocene iniziale (Preboreale). Il dato prova anche che l'età della morena posta subito a valle di questo luogo è più antica.

In analogia con quanto si è già fatto altrove in casi simili, allo stato attuale delle nostre conoscenze, sembra giusto avanzare l'ipotesi che si tratti di una morena dello *stadio di Egesen*, oggi riconosciuto, almeno in alcuni luoghi, come indipendente dal precedente *stadio di Daun*, e databile tra 11 000 e 10 000 anni fa (KERSCHNER, 1978 a, pp. 42-45; PATZELT, 1980, p. 14; MAISCH, 1982, pp. 99-101).

Ciò tra l'altro concorderebbe con la definizione originaria dello stadio di Egesen: le prime morene poste a valle delle torbiere antistanti alle morene storiche (KINZL, 1929, pp. 119-120).

Quanto all'altra determinazione radiometrica, essa si riferisce ad un terrazzetto in destra, sempre a Pian Venezia, formato per 94 cm (dall'alto) da limo con argilla e sabbia fine, e per altri 76 cm da torba, poggiante su sabbia argillosa e ghiaia. Il campione datato  $1\ 180 \pm 150$  b.p. proviene dallo strato basale della torba, ed indica una fase di stabilità di questa unità morfologica, successivamente alla formazione del deposito ghiaioso trovato alla base (verosimilmente proglaciale). Nel terrazzetto in questione sono dunque documentati episodi di sedimentazione che almeno in parte cadono nell'alto Medioevo.

#### 6.3.5. *Discussione sul «limite delle nevi» nel passato* <sup>(23)</sup>

È tradizione, per lo studio del glacialismo del passato nelle regioni di montagna, calcolare l'altitudine del «limite delle nevi» corrispondente ai vari stadi, in base alla configurazione altimetrica dei ghiacciai, conoscibile attraverso il rilevamento degli argini morenici. Lo spostamento in altitudine del «limite delle nevi permanenti», ovviamente legato alle variazioni climatiche, ha fornito la maggior parte dei dati che, per via indiretta, hanno permesso di stabilire la cronologia relativa degli stadi del Tardiglaciale alpino.

Per la ricerca effettuata nell'alta Val di Peio non emerge come problema di grande rilevanza la datazione dettagliata delle morene tardiglaciali con questo metodo, che concordemente riteniamo non consenta un'analisi fine; l'area studiata è poco estesa, e non comprende, se non in due casi, le morene frontali di ghiacciai del Pleistocene finale; sono tuttavia largamente presenti morene di sponda. Si è ritenuto comunque opportuno riaffrontare questo tema sia per precisare le condizioni locali, sia come elemento di di-

(23) A cura di CASTIGLIONI G.B.



FIG. 21 - Piccolo terrazzo di *kame* nei pressi della fronte della Vedretta del Caresèr, successivamente demolito dalle acque di fusione (foto ZANON, Settembre 1980).

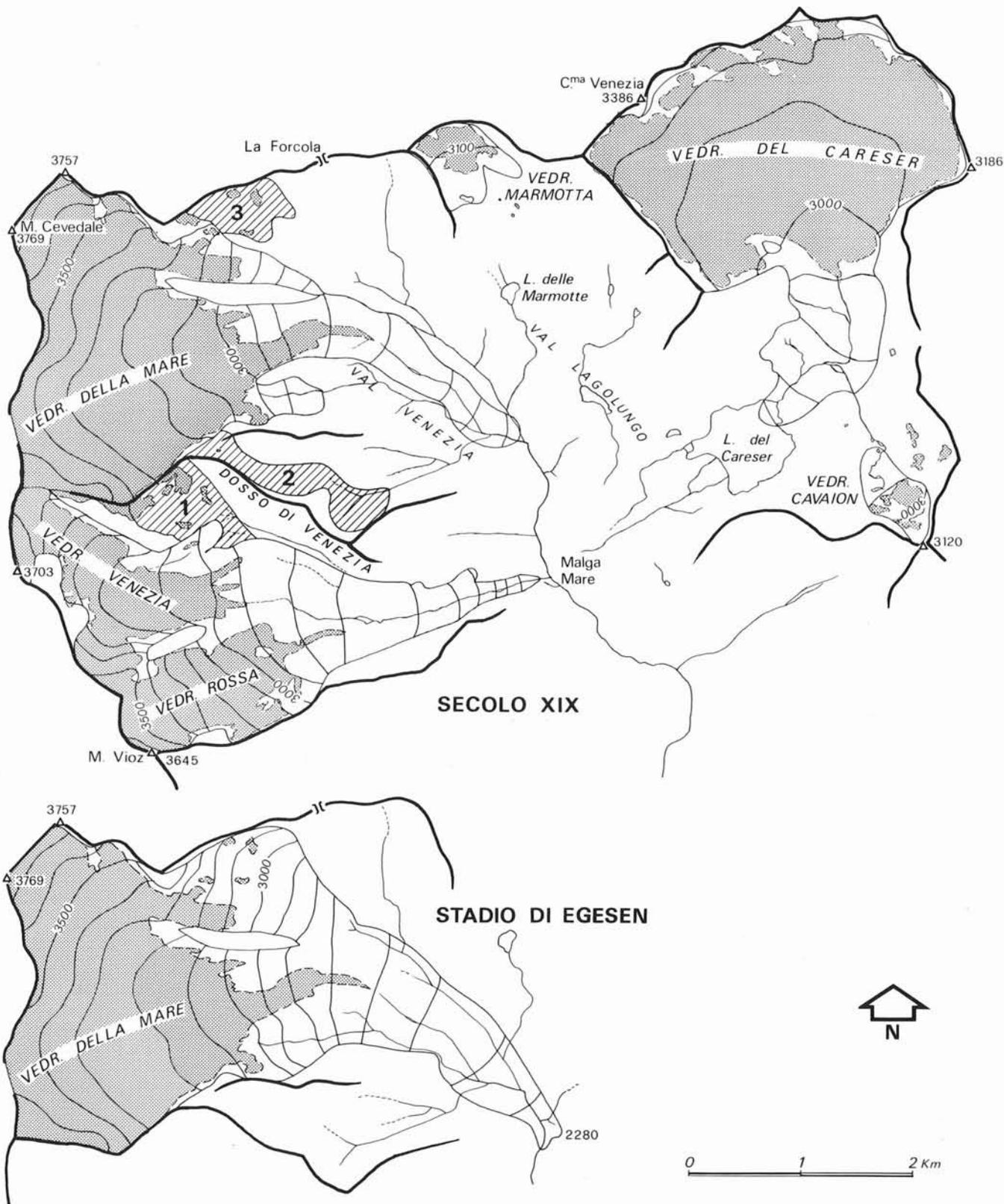


FIG. 22 - Ricostruzione dei ghiacciai del passato (con isoipse di 100 m in 100 m). Punteggiato: estensione dei ghiacciai e nevai secondo i dati IGM, 1969. Tratteggiato obliquo nelle aree numerate 1, 2, 3: unità glaciali esistenti nella prima metà del secolo XIX, ma male delimitabili (CASTIGLIONI).

scussione in vista di ricerche da svolgere successivamente o per confronti con altre aree.

In particolare, le ricerche condotte nell'ultimo decennio nelle Alpi da ricercatori di scuola austriaca e svizzera indicano la tendenza ad effettuare i calcoli dei dislivelli del «limite delle nevi» tra uno stadio e l'altro con riferimento non al «limite delle nevi attuale», come si faceva in precedenza, ma al «livello di riferimento» (ted. *Bezugsniveau*, abbrev. BZN) che corrisponde mediamente all'altitudine della linea di equilibrio del 1850 (ad es. GROSS & alii, 1977), o più precisamente del momento di massima espansione dei ghiacciai nel secolo scorso, che si ritiene assimilabile alla situazione del 1850 per gli scopi che qui interessano. L'area studiata nell'alta Valle della Mare si presta bene per un'analisi in questo senso, possedendo una molteplicità di apparati morenici completi di tale età.

Lo studio è stato compiuto mediante la rappresentazione cartografica dei principali ghiacciai nella loro massima espansione durante la prima metà del secolo XIX, con la ricostruzione del contorno e delle isoipse sui ghiacciai di 100 in 100 m (fig. 22, parte centrale). Il disegno dei ghiacciai sulla Carta Topografica d'Italia dell'IGM al 25 000, nell'ultima edizione (basata sui rilievi aerofotogrammetrici del 1969), ha fornito dati omogenei di confronto corrispondenti ad una situazione assai recente, di accentuata riduzione dei corpi glaciali. In base alla distribuzione altimetrica delle superfici di ciascun ghiacciaio sono stati calcolati ogni volta tre valori: l'*altitudine media* (media ponderata), l'*altitudine mediana* e la quota dell'isoipsa che divide ciascun ghiacciaio lasciando al di sopra i 2/3 dell'intera superficie di esso (scrivendo in forma abbreviata *isoipsa* 2:1). Va detto, infatti, che quest'ultimo dato, solitamente non calcolato dagli Autori italiani, è ora utilizzato nella generalità dei casi dagli Autori di lingua tedesca operanti nelle Alpi, pur meritando alcune riserve.

I nostri risultati, arrotondati alla decina di m, sono riassunti nella tab. 2. In questa non compaiono i valori relativi a tre unità glaciali certamente esistenti nel secolo scorso, per le quali non si possiedono dati planimetrici ed altimetrici sufficienti: la prima (n. 1 nella figura) situata nella conca posta in sinistra rispetto alla Vedretta Rossa di allora, e con essa coalescente, la seconda (n. 2) nel vallone posto a NE del Dosso di Venezia (dove era segnata una «Vedretta Venezia» sulla carta del PAYER, 1869), la terza (n. 3) in un circo tra la Vedretta della Mare e la Forcola.

La tab. 2 non indica per i valori riportati il termine «limite delle nevi», ma piuttosto introduce il termine «livello di riferimento», perché riteniamo giusto attribuire a valori calcolati per dei corpi glaciali come risultano sulle carte il loro significato reale, e relativo, consapevoli del fatto che quei valori non coincidono se non approssimativamente con il «limite delle nevi permanenti» di un'area o con la «linea di equilibrio» di ciascun ghiacciaio in un determinato momento.

La tabella, unitamente alla fig. 22 da cui deriva, permette le seguenti osservazioni.

1) Come premessa, vanno tenuti presenti gli elementi di incertezza che sono impliciti nei tentativi di dare rap-

TABELLA 2

Valori altimetrici (in m s.l.m.) calcolati per i ghiacciai dell'alta Valle della Mare.

	altitudine media pond.	altitudine mediana (isoipsa 1:1)	altitudine isoipsa 2:1
<i>Anno 1969 (IGM)</i>			
Vedr. Rossa	3 210	3 220	3 120
Vedr. Venezia	3 260	3 250	3 160
Vedr. della Mare	3 280	3 280	3 210
Vedr. Marmotta	3 100	3 100	3 070
Vedr. Caresèr	3 090	3 090	3 050
Vedr. Cavaion	2 950	2 950	2 930
<i>media</i>	3 150	3 150	3 090
<i>Prima metà secolo XIX</i> («livello di riferimento»)			
Vedr. Rossa (+ Vedr. Venezia)	3 050	3 070	2 890
Vedr. della Mare	3 160	3 230	3 100
Vedr. Marmotta	3 080	3 080	3 050
Vedr. Caresèr	3 060	3 090	3 030
Vedr. Cavaion	2 930	2 930	2 890
<i>media</i>	3 060	3 080	2 990
<i>Tardiglaciale</i>			
Vedr. della Mare con fronte presso Ponte di Pietra	3 060	3 130	2 930
<i>differenza rispetto alla prima metà del secolo XIX</i>	-100	-100	-170
Ghiacciaio della Val Lagolungo	2 880 (?)	2 900 (?)	2 800 (?)

presentazione cartografica alla estensione dei ghiacciai nel passato. La notevole irregolarità del fondo roccioso rende poco conveniente l'impiego di un metodo più preciso nella ricerca degli spessori, come suggerito da KERSCHNER (1978b).

2) L'altitudine media ponderata e l'altitudine mediana sono molto prossime l'una all'altra nei casi qui considerati anche per ghiacciai abbastanza grandi (da 1 a 7 km<sup>2</sup>: Vedrette Rossa, Venezia, della Mare, Caresèr); solo per la Vedr. della Mare nel secolo XIX appare una differenza tra i due valori di 70 m. L'isoipsa 2:1, rispetto all'altitudine mediana (isoipsa 1:1) è di un centinaio di m più bassa, sui ghiacciai con forti dislivelli.

3) L'innalzamento di tutti i valori riportati in tabella, tra la prima metà del secolo XIX e il 1969 è di circa 100 m in media; ma per i ghiacciai con forti dislivelli, dotati perciò di elevata inclinazione (Vedrette Rossa, Venezia, della Mare) l'innalzamento ha valori compresi tra 110 e 210 m, se si trascura il solo caso delle altitudini mediane

calcolate per la Vedretta della Mare. In altre parole, l'elevata pendenza dei ghiacciai molto sviluppati in senso altimetrico ha comportato accentuati spostamenti nel tempo dei valori altimetrici medi, di fronte ad una variazione climatica assai sensibile come è quella manifestatasi nell'arco di tempo considerato. In confronto, alla stessa variazione climatica un ghiacciaio altrettanto esteso, ma poco inclinato (la Vedretta del Caresèr) ha risposto con un ben modesto innalzamento dei suoi valori altimetrici medi.

4) Tenuto conto dell'orientamento vario dei ghiacciai qui considerati e della varietà dei tipi morfologici cui essi appartengono, può essere proposto un sommario confronto con il valore dell'altitudine del limite climatico delle nevi calcolato dal DESIO (1967, p. 172) per l'intero gruppo Ortles-Cevedale nell'anno 1961, a 3 049 m. Va tenuto presente che in quest'ultimo valore medio il peso dei ghiacciai con esposizione ai quadranti settentrionali aveva maggiore influenza che nel nostro caso, ove pesa soltanto la Vedretta del Cavaion, orientata a NW.

Nella parte inferiore della tab. 2 sono proposti alcuni valori calcolati anche per ghiacciai del Tardiglaciale; si tratta della Vedretta della Mare com'era delimitabile per mezzo delle morene di sponda destra e della piccola morena frontale riconosciuta alla Baita del Parco dello Stelvio (2 280 m) presso il Ponte di Pietra, potendosi però supporre che la lingua scendesse a quota un po' più bassa lungo il Torrente Noce Bianco; e del ghiacciaio che occupava la Val Lagolungo (cf. il paragrafo 6.3.1). Per il ghiacciaio della Val Lagolungo i valori calcolati sono accompagnati dal segno interrogativo, perché la delimitazione del ghiacciaio presenta molti elementi di incertezza in più, ad esempio per la difficoltà di conoscere gli spessori del ghiacciaio e l'estensione delle numerose trasfluenze in destra, in situazioni non sempre correlabili tra loro.

Per ciò che concerne la Vedretta della Mare, le differenze dei valori altimetrici calcolati sono, come si vede, di 100 ÷ 170 m rispetto al livello di riferimento del secolo XIX per lo stesso ghiacciaio.

Come è noto, esistono altri metodi per effettuare calcoli di altitudine del limite delle nevi e delle differenze tra stadio e stadio. Si è voluto tentare, nel nostro caso, di applicare il «metodo di LICHTENECKER» che consiste nella determinazione dell'altitudine del punto di emergenza delle morene laterali dei ghiacciai (cf. DESIO, 1967, p. 734).

I punti più elevati delle morene di sponda, rispettivamente per la maggior espansione del sec. XIX e per il Tardiglaciale, come osservati sul terreno e riportati sulla carta geomorfologica risultano dalla tab. 3.

È appena il caso di avvertire che la rilevazione della quota dei punti più alti degli argini morenici può essere errata per difetto in tutti i casi in cui non vi sia stata deposizione o buona conservazione delle morene di sponda, o errata per eccesso qualora si confonda un argine morenico di una certa fase con un deposito più tardo. Per il primo dei due motivi si è ritenuto opportuno non includere, nel formare la media, il dato relativo alla morena tradiglaciale posta in sinistra della Vedretta Rossa, a causa dell'e-

TABELLA 3

Quote dei punti più elevati delle morene di sponda: confronto fra la Piccola Glaciazione (sec. XIX) e il Tardiglaciale (dalle medie è escluso il dato tra parentesi).

	Piccola Glaciazione	Tardiglaciale
Vallone della Vedr. Rossa	2 950	(2 460)
Vallone ad Est del Dosso di Venezia		2 475 — 2 730
Vedr. della Mare e Forcola	2 880 — 3 000	2 790
Vedr. Marmotta e Val Lagolungo	3 080	2 800 — 2 900
Caresèr	3 010	2 620 — 2 810
medie	2 980	2 730
<i>differenza delle medie</i>		250

vidente impossibilità di deposizione a quote più elevate.

I valori riportati si riferiscono sia a ghiacciai con piena esposizione a Sud, sia ad altri con diversa esposizione, ma nessuno di essi è orientato verso i quadranti settentrionali.

La differenza delle medie, calcolata in 250 m (tab. 3), deriva evidentemente da un assemblaggio di dati riferibili all'Egesen e al Daun, non distinti nell'intera area esaminata.

Allo stato attuale delle conoscenze potremo concludere con alcuni confronti e facendo notare le principali concordanze con quanto generalmente è noto nelle Alpi. Rammentiamo che in passato è stato solitamente valutata la «depressione» del limite delle nevi «rispetto all'attuale»: per lo stadio di Daun, 300-400 m; per lo stadio di Egesen, 100-120 m (KLEBELSBERG, 1949). Nel vicino Gruppo dell'Adamello CASTIGLIONI (1961) ha riconosciuto una depressione, rispetto ai primi decenni del nostro secolo, mediamente di 300 m per il Daun, di 200 m per l'Egesen, che però in genere non appariva ben distinto dal primo. Per l'Ortles-Cevedale, nell'ambito della memoria del DESIO (1967), i valori riportati sono confrontati con i valori di depressione forniti da KLEBELSBERG e da Autori precedenti.

Con il presente studio, si introduce il «livello di riferimento» in quanto permette di effettuare confronti con i più recenti studi di Autori stranieri, che determinano le differenze del limite delle nevi rispetto al 1850. Ad esempio per lo Egesen KERSCHNER (1978a) riporta una serie di 21 casi dal Tirolo e dai Grigioni, con valori di «depressione» compresi tra 177 e 237 m. Nella Val de Nendaz (Vallese), MÜLLER, KERSCHNER & KÜTTEL (1980) trovano una «depressione» di 240 m per l'Egesen, di 330 per il Daun. Nelle Alpi svizzere (MAISCH, 1982) l'Egesen stesso viene suddiviso in sottostadi, con «depressioni», riferite al 1850, di 170-240, 100-150, 60-90 m, rispettivamente.

## 7. MORFOLOGIA PERIGLACIALE (24)

### 7.1. PREMESSA

Le condizioni climatiche dell'area, caratterizzate da basse temperature, da accentuate escursioni termiche stagionali e diurne con frequenti cicli di gelo, da abbondanti precipitazioni nevose, hanno permesso e consentono tuttora l'attività dei processi morfogenetici legati alle azioni del gelo discontinuo e della neve (cf. ZANON, cap. 3). Tale attività è stata anche favorita dall'assetto litostrutturale del substrato, costituito in prevalenza da metamorfiti scistose intensamente fratturate e particolarmente suscettibili all'azione disagregatrice degli agenti meteorici. Va tenuto inoltre presente che sull'estensione delle aree interessate da processi crionivali, ha avuto influenza anche l'attività antropica che ha provocato nel passato sensibili abbassamenti dei limiti altimetrici del bosco.

I preminenti scopi del lavoro, volti soprattutto a delineare attraverso il rilevamento geomorfologico gli aspetti più salienti del paesaggio nell'alta Val di Peio, non hanno consentito di effettuare un'analisi approfondita dei diversi fenomeni, soprattutto sotto gli aspetti genetico-evolutivi. Così pure la scala, non adeguatamente dettagliata, non ha permesso una rappresentazione sistematica delle forme minori.

I notevoli spunti di interesse della Geomorfologia periglaciale in questa zona hanno indotto tuttavia gli scriventi a programmare ulteriori studi specifici di maggiore dettaglio.

### 7.2. CRIOCLASTISMO

Uno degli aspetti più caratteristici dell'area è la grande abbondanza di detriti crioclastici di diversa taglia che ricoprono buona parte dei versanti e si accumulano nei fondivalle.

Oltre che da frequenti cicli di gelo diurni e stagionali, l'attività dei processi crioclastici è favorita, come si è accennato, dalla natura litologica del substrato e dall'intensa fratturazione tettonica.

A seconda della litologia del substrato si hanno clasti di forma e dimensioni diverse: elementi appiattiti di dimensioni spesso centimetriche a partire da micascisti e parascisti, elementi tendenzialmente isodiametrici più grossolani a partire da ortogneiss e granodioriti. È presente inoltre una discreta quantità di materiali fini prodotti sia da microgelifrazione, sia da alterazione superficiale manifestatasi anche in fasi climatiche precedenti, come appare evidente dai residui di alterazione presenti sui ripiani rocciosi in destra della valle del Caresèr. Un notevole contributo in materiali fini è dovuto infine ai processi di esarazione glaciale.

I materiali detritici vengono presi in carico dai proces-

si di versante (crioreptazione, soliflusso, scivolamento su neve, ruscellamento, ecc.) e trasportati verso la base dei pendii a costituire accumuli di estensione e spessori talvolta notevoli.

Essi forniscono anche un importante contributo alla morfogenesi glaciale costituendo il materiale di origine dei depositi morenici.

Dove i detriti sono disposti su superfici subpianeggianti o poco inclinate, appaiono evidenti gli effetti di riorganizzazione dovuti all'azione del gelo discontinuo (verticalizzazione, sollevamenti differenziali, strutturazione del suolo in forme geometriche, ecc.). Allorché nel substrato roccioso sottostante esistono facili vie di assorbimento delle acque, si producono nei detriti caratteristiche cavità a forma di imbuto o di scodella nelle quali sono presenti masse di neve fino ad estate inoltrata. Tali depressioni, frequenti sul versante destro della valle del Caresèr, sono dovute al progressivo allontanamento dei materiali più minuti da parte delle acque di fusione nivale che vengono assorbite in profondità (ALBERTINI, 1955).

Alle quote meno elevate (in particolare sotto i 2 500 m in media) gli elementi detritici appaiono abbondantemente ricoperti da licheni e da vegetazione erbacea e arbustiva; verso l'alto la copertura vegetale diminuisce progressivamente di importanza, scomparendo quasi del tutto oltre i 2 800 m; qui i detriti si presentano freschi e denudati, testimoniando un'attività più o meno intensa in funzione dei processi genetici e di messa in posto.

### 7.3. SOLIFLUSSO

Sulle coltri detritiche di diversa granulometria e origine e sugli accumuli morenici si osservano non di rado gradini, contropendenze e lobi attribuibili all'azione del soliflusso. Risultano particolarmente interessati da tali processi i depositi morenici nelle vicinanze del Lago delle Marmotte, quelli poco a Nord del Lago del Caresèr, quelli alla base del versante sinistro della Valle del Noce Bianco.

Forme di accumulo particolari, attribuibili anch'esse a soliflusso, sono presenti lungo il corso degli emissari del Lago delle Marmotte e del laghetto a Nord-Ovest del Rifugio Larcher. Si tratta di lobi a gradinata, subpianeggianti alla sommità e delimitati verso valle da scarpate di alcune decine di centimetri.

Fenomeni di soliflusso generalizzato si osservano spesso su depositi caratterizzati da forte componente argillosa, come ad esempio sul lato destro della Valle del Caresèr, poco più in basso della fronte del ghiacciaio. A fenomeni passati di soliflusso generalizzato, oltre che di ruscellamento diffuso è anche da riferire il modellamento delle vallecicole a conca presenti localmente nell'area (ad es. nella Valle del Caresèr).

Per quanto concerne l'attività delle forme in parola si può affermare che quelle impostate su materiali a forte componente argillosa risultano generalmente attive, anche alle quote più basse; quelle invece che coinvolgono materiali detritici più grossolani non mostrano evidenza di funzionamento tranne che alle quote più elevate.

(24) A cura di CARTON A., DRAMIS F., FEDERICI P.R., SMIRAGLIA C. & TELLINI C.

#### 7.4. COLATE DI PIETRE

Accumuli di pietre di forma allungata, costituiti per lo più da elementi decimetrici, privi o quasi di matrice e disposti in prevalenza con l'asse maggiore parallelo al pendio, si osservano frequentemente sui versanti, lungo solchi di ruscellamento, o sul fondo di valleciole.

Le dimensioni di queste forme sono variabili anche se superano raramente qualche metro di larghezza e il centinaio di metri di lunghezza. Una colata di pietre di dimensioni maggiori (circa 30 m per 400), alimentata da un accumulo morenico, è presente a Nord-Ovest del Rifugio Larcher; un'altra colata di notevoli dimensioni (20 m per 300) si osserva a Nord-Est del Lago del Caresèr. È interessante rilevare che la fronte di quest'ultima colata va a ricoprire i depositi di *kame* ivi presenti.

L'origine delle colate di pietre è problematica, anche se si può ragionevolmente ritenere che esse siano state messe in posto in passato da fenomeni di soliflusso. La matrice presente entro i blocchi sarebbe stata successivamente eliminata dall'azione dilavante esercitata dalle acque di fusione nivale.

Si tratterebbe pertanto di forme del tutto inattive, anche se movimenti estremamente lenti sono stati messi in evidenza su depositi dello stesso tipo nelle Alpi Occidentali (PISSART, 1964).

#### 7.5. ROCK-GLACIERS

Diverse forme interpretabili come *rock-glaciers* o pietraie semoventi (CAPELLO, 1960) sono presenti nell'area. Le forme meglio riconoscibili presentano un caratteristico andamento allungato e/o a festoni con dimensioni areali fino a 3 800 m<sup>2</sup>. I depositi appaiono costituiti nella parte superiore da elementi grossolani a spigoli vivi, spesso di dimensioni metriche, ai quali si sovrappongono talora detriti di falda di dimensioni più piccole. Le fronti degli accumuli presentano valori di acclività assai elevati, intorno ai 37°-40°, come è ben evidente per quelli ubicati sul versante occidentale di Cima Lagolungo verso q. 2 750 e per quello situato a q. 2 800 circa, non lontano dal Lago delle Marmotte (fig. 23). La superficie dei depositi presenta in più casi il caratteristico aspetto a ondulazioni e contropendenze arcuate che testimonia una disposizione «fluidale» dei materiali. Un bell'esempio di deposito con queste caratteristiche si rinviene sul versante orientale di Cima Lagolungo a q. 2 550 circa. Oltre a quelle appena citate, forme interpretabili come *rock-glaciers* sono presenti ad E e a NE del Lagolungo, presso il cordone laterale destro della Vedretta della Mare e nel bacino del Rio Cavaion.

Le caratteristiche morfometriche, di orientamento e di altitudine dei depositi non hanno messo in luce alcun dato particolarmente significativo: in generale si può solo affermare che i *rock-glaciers* sono compresi in un intervallo altimetrico che va dai 2 550 ai 1 950 m mentre la maggioranza degli stessi risulta esposta verso i quadranti orientali.

Per quanto riguarda l'origine dei depositi, questa potrebbe essere connessa a imponenti fenomeni di crollo che avrebbero causato il ricoprimento di nevai permanenti o



FIG. 23 - Fronte di rock-glacier presso Cima Lagolungo alla quota 2 750 circa (foto TELLINI, Luglio 1982).

ghiacciai minori in fase di ritiro; tali eventi potrebbero essere stati innescati, in qualche caso, da fenomeni sismici del passato come è stato proposto per depositi dello stesso tipo nelle Alpi francesi (KAISER, 1983).

Per ciò che concerne infine l'età di origine e lo stato di attività delle forme, si posseggono solo alcuni dati di carattere generale, in attesa dei risultati di indagini specifiche che verranno effettuate nell'area. La presenza di depositi all'interno di valli occupate in precedenza dai ghiacciai tardo-würmiani, consente di attribuire l'origine dei *rock-glaciers* a fasi oloceniche. La forte acclività della fronte e la freschezza degli elementi superficiali sembrano suggerire, almeno in qualche caso, una attività, se non presente, almeno piuttosto recente. Al proposito si deve ricordare che in altre parti delle Alpi sono stati riconosciuti *rock-glaciers* attivi a quote comparabili con quelle dell'area in esame (MICHAUD & CAILLEUX, 1950; PISSART, 1964; FRANCOU, 1983; KAISER, 1983; LAUTRIDOU, 1984).

#### 7.6. NIVAZIONE

Le funzioni della neve nella morfogenesi di alta montagna sono molteplici. In primo luogo essa fornisce nel periodo di fusione notevoli quantità d'acqua che, saturando i materiali detritici di versante, favoriscono l'attività dei movimenti di massa o producono importanti fenomeni di ruscellamento diffuso e concentrato. L'acqua di fusione nivale, imbevendo i materiali detritici nelle zone pianeggianti o a conca, consente anche il funzionamento dei processi di selezione e riordinamento legati al gelo discontinuo e responsabili della formazione dei suoli strutturali.

Un'altra funzione della neve è quella di dare origine a pendii propri, lungo i quali possono essere trasportati materiali detritici che vanno ad accumularsi al loro piede. A questo processo debbono la loro origine gli archi ed i festoni detritici (nivomorene) che appaiono spesso alla base delle pareti rocciose. Alcune forme risultano artico-

late in più festoni tra loro incastrati e addossati l'uno all'altro in senso parallelo e perpendicolare al versante. È probabile che tali forme complesse derivino da trazione per soliflusso di un arco nivomorenico originario oppure siano dovute a successive modificazioni del nevaio alimentatore. Sarebbero riferibili al primo caso alcune forme ad arco con fronte a stretto raggio di curvatura e con ali molto allungate, tra loro subparallele e/o coalescenti. Esempi di depositi con queste caratteristiche sono riconoscibili in prossimità del crinale, qualche centinaio di metri a SW della Forcola, sul versante meridionale che dalla Forcola prosegue verso la cima del M. Cevedale, a Sud del Lago del Caresèr.

Un'ulteriore funzione esercitata dalla neve è quella della formazione delle valanghe che in questa area montana svolgono un ruolo di primo piano nel trasportare i materiali detritici alla base dei versanti. La caduta delle valanghe si realizza periodicamente lungo solchi (canaloni di valanga) incisi sulle pareti rocciose dal ruscellamento concentrato soprattutto lungo zone di debolezza strutturale (faglie, fratture, piani di *layering*). È probabile però che una certa funzione nel modellamento dei solchi sia anche esercitata dalle masse di neve e di detriti in caduta.

Sulle capacità della neve di esercitare azioni erosive di una certa importanza sono stati espressi recentemente forti dubbi. Esistono in particolare, perplessità sulla possibilità di attribuire a nivazione la genesi di ripiani di roccia, nicchie e cavità (THORN, 1978; 1984). Ciò premesso e in mancanza di dati sperimentali di riferimento, si è ritenuto di aggiungere ugualmente tra le forme periglaciali, sotto il termine di nicchia di nivazione, le numerose depressioni aperte in roccia presenti sui versanti dell'area, tenendo conto che la neve vi staziona a lungo giocandovi, in ogni caso, un ruolo morfogenetico di rilievo.

Le depressioni cui si è fatto cenno risultano comprese fra le quote 2 750 e 3 200 m, prevalentemente in corrispondenza di piccoli ripiani posti nelle vicinanze dei crinali.

#### 7.7. MICROFORME LEGATE AL GELO DISCONTINUO ED ALLA NEVE

Nella Carta Geomorfologica sono state indicate con asterischi le principali aree con microforme legate all'azione del gelo discontinuo e della neve: lastricati di pietre, suoli poligonali, suoli striati, cuscinetti erbosi e terrazzetti.

*Lastricati di pietre.* In diversi casi, sul fondo di conche o in limitate aree pianeggianti (ad es. presso il laghetto sottostante la Vedretta delle Marmotte, nel tratto terminale dell'immissario del Lago Lungo, presso il nevaio della Catena Rossa, sui ripiani a Ovest di Cima Cavaion) si osservano elementi detritici grossolani disposti a piatto e talvolta immersi in materiale fangoso, così da costituire veri e propri lastricati naturali. Tali disposizioni sono state interpretate (ALBERTINI, 1955; PISSART, 1964) come effetto della pressione esercitata da potenti coperture nevose su elementi appiattiti; la presenza di una matrice fine im-

bevuta d'acqua faciliterebbe il processo.

La frequente presenza di pavimenti di pietre sul fondo di specchi lacustri sembra suggerire anche una possibile influenza di questo ambiente sulla loro genesi (sedimentazione a piatto in acqua, ammolimento della matrice per effetto delle acque). Nel caso infine di pavimenti su superfici inclinate, la disposizione dell'asse maggiore delle pietre parallelamente al pendio che talora si osserva, sembra suggerire l'azione del soliflusso (HAGEDORN, 1964) o del ruscellamento (RAYNAL, 1970).

*Suoli poligonali.* Come già osservato in passato da ALBERTINI (1955), nell'area si rinvennero poligoni di diverse dimensioni e tipologia, impostati su materiali detritici sciolti, disposti su tratti subpianeggianti o sul fondo di conche talora ricoperte da un velo d'acqua.

Belle forme di grandi poligoni selezionati di dimensioni metriche (*sorted polygons*; WASHBURN, 1979) si osservano nei pressi del lago di quota 3 206 tra la Catena Rossa ed il tratto sommitale di Dosso Venezia (fig. 24). Su di una spianata occupata in parte da un minuscolo specchio d'acqua sono presenti una decina di poligoni di dimensioni metriche (diametro massimo compreso tra 1,10 e 1,60 m), con selezione dei materiali molto spinta e con strutture nette e molto regolari. I bordi dei poligoni sono costituiti da massi più o meno appiattiti, di dimensioni talora pluridecimetriche e spesso disposti verticalmente; nella parte centrale delle forme sono invece presenti ciottoli minuti e argilla. I materiali della zona interna appaiono a loro volta strutturati in poligoni selezionati di dimensioni decimetriche con i bordi costituiti da ciottoli minuti e la parte centrale da materiale argilloso, con solo qualche piccolo frammento roccioso. Quest'ultima parte appare rilevata di circa 2 cm sui bordi. Una sezione effettuata su una delle forme poligonali ha consentito di osservare come, all'interno della recinzione di massi verticalizzati, si trovasse una tasca di materiale argilloso misto a rari clasti di piccole dimensioni, fino alla profondità di 20 cm; i setti divisorii tra i poligoni minori erano invece visibili fino ad una profondità di 2 cm. Anche lo spessore dei massi verticalizzati del contorno era di 20-25 cm; al di sotto si osservava un fondo di massi e ciottoli misti a materiali più fini con una notevole quantità di acqua.

La disponibilità di fotografie, scattate sui poligoni in parola nell'Agosto 1943 da CASTIGLIONI B., ha reso possibile un confronto di dettaglio con le forme presenti all'epoca del rilevamento (Luglio 1982) (figg. 24 e 25). Il confronto tra le foto scattate dallo stesso punto di vista ha messo in evidenza che a distanza di quarant'anni non si è avuta alcuna modificazione sensibile della posizione degli elementi maggiori al contorno dei poligoni. Per quanto riguarda il settore interno, pur non essendo evidentemente possibile un raffronto minuzioso del materiale fine, mentre si ha l'impressione che i poligoni argillosi non si siano ampliati in misura apprezzabile, si notano alcuni ciottoli verticalizzati non visibili nella foto del 1943. Da quanto detto appare evidente lo stato di inattività o di quiescenza, almeno nell'ultimo quarantennio, delle forme maggiori, persino alle quote più elevate. I segni di modificazioni osservati nelle forme minori suggeriscono invece una loro



FIG. 24 - Suoli poligonali di dimensioni metriche presso il Lago della Vedretta Rossa (3 206 m) (foto CASTIGLIONI B., Agosto 1943).



FIG. 25 - Confronto fotografico con le forme rappresentate in fig. 24. A distanza di quarant'anni non si è avuta alcuna modificazione sensibile della posizione degli elementi maggiori al contorno dei poligoni (foto CATASTA, Luglio 1982).

attività o, quantomeno, una loro riattivazione a cicli più brevi.

Osservazioni del tutto simili sono state effettuate nelle Alpi Occidentali (PISSART, 1964; 1973; 1977; PISSART & *alii*, 1981; LAUTRIDOU, 1984).

Forme poligonali analoghe ma di dimensioni leggermente minori, talora con la parte centrale non strutturata sono visibili a quote più basse, nei pressi del Lago delle Marmotte, presso il laghetto ad Est di Cima Nera, a NW del Lagolungo (figg. 26, 27, 28). Forme ancora più piccole (decimetriche) e poco selezionate si osservano talora nell'area come ad esempio nel Vallone delle Pozze a q. 2 950.

L'interpretazione genetica dei poligoni selezionati presenta ancora delle incertezze pur essendo state proposte

svariate ipotesi. PISSART (1982) sulla base di esperienze di laboratorio e sul terreno in ambiente alpino, riferisce la loro origine ai seguenti meccanismi: fessurazione per essiccazione del terreno ad opera di meccanismi di segregazione del ghiaccio, sollevamento degli elementi clastici in conseguenza della formazione di ghiaccio nel terreno, spostamento dei clasti in superficie per effetto di *piprakes*, allargamento progressivo delle fessure in relazione con la caduta dei frammenti detritici al loro interno con conseguente rigonfiamento della parte centrale dei poligoni.

Altre forme selezionate degne di interesse sono le strutture reticolate (*sorted nets*; WASHBURN, 1979) di grandi dimensioni (fino ad alcuni metri di diametro) visibili sul cordone morenico che separa la valle di Lagolungo dalla Val



FIG. 26 - Suoli poligonali a NW del Lago Lungo (quota 2 650 circa). Le dimensioni di questi poligoni sono inferiori al metro. La parte centrale è generalmente non strutturata (foto TELLINI, Luglio 1982).



FIG. 27 - Forme poligonali nei pressi del Lago delle Marmotte (quota 2 880 circa) (foto FEDERICI, Luglio 1982).

Venezia. Queste forme appaiono completamente affogate in terreno vegetale e mostrano i clasti abbondantemente ricoperti di licheni.

Piccoli poligoni non selezionati (*nonsorted polygons*; WASHBURN, 1979) di dimensioni decimetriche, costituiti solo da fessure di contrazione in materiali argillosi, sono presenti infine ai margini dei ghiacciai o dei nevai persistenti (ad es. presso la fronte della Vedretta del Caresèr a q. 2 708).

*Suoli striati.* In corrispondenza di pendii (anche se inclinati di pochi gradi) i poligoni fanno posto ai suoli striati, costituiti da strisce parallele di dimensioni decimetriche, talora ad andamento ondulato. Essi sono composti alternativamente da materiali detritici fini, con abbondante matrice, e grossolani, per lo più appiattiti e verticalizzati. Esempi di queste forme si osservano presso Cima La-



FIG. 28 - Suoli poligonali in detriti filladici presso il laghetto ad Est di Cima Nera, a quota 3 050 circa (foto FEDERICI, Luglio 1982).

golungo a q. 3 162 e sui ripiani a NW di Cima Cavaion.

Non si dispone di alcun dato sull'attività dei suoli striati: in altre zone delle Alpi, a quote confrontabili, sono state tuttavia osservate forme dello stesso tipo, attive, solo nella componente più fine e in superficie (PISSART, 1964; 1973; 1982; LAUTRIDOU, 1984).

Suoli striati di dimensioni notevolmente minori e di ridotta estensione areale (bande subparallele di 2-3 cm) si osservano a luoghi sui pendii detritici fini, non vegetati, come sul cordone morenico alla destra del Lago delle Marmotte, sui cordoni morenici della Vedretta della Mare e sulla destra della Valle del Caresèr, presso la fronte del ghiacciaio.

*Cuscinetti erbosi.* Si tratta di rigonfiamenti subcircolari del terreno ricoperto di vegetazione erbacea, di diametro compreso tra 0,5 e 1 m al massimo, associati in gruppi e impostati su sedimenti fini. Tali forme sono prodotte per deformazione permanente della superficie del suolo in presenza di abbondante componente siltosa e argillosa e contenuto d'acqua, per effetto del gelo stagionale (SCHUNKE & ZOLTAI, 1984).

Forme di questo tipo sono state osservate nella Valle del Noce Bianco, a SE del Lago delle Marmotte, presso il Lagolungo, nella Valle del Caresèr (fig. 29).

I cuscinetti erbosi sono forme molto comuni nell'arco alpino, risultando attivi entro un ampio intervallo di altitudine (GIACOMINI, 1959; RECAMI, 1967; LAUTRIDOU, 1984).

*Terrazzetti.* Terrazzetti di versante impostati su materiali detritici fini e dovuti probabilmente all'evoluzione per soliflusso di cuscinetti erbosi, con l'interferenza di processi eolici e nivali e della vegetazione, si osservano talora nell'area. Gli esempi migliori si rinvencono su depositi morenici sovrastanti il versante sinistro della Valle del Noce Bianco.



FIG. 29 - Cuscineti erbosi presso il Lago Lungo (quota 2 600 circa). Il diametro di queste forme è compreso fra i 0,5 e 1 m (foto CARTON, Luglio 1982).

## 7.8. CONCLUSIONI

Le osservazioni effettuate nell'area consentono di assegnare ai processi crionivali un ruolo morfogenetico di primo piano, secondo soltanto a quello dei fenomeni glaciali. Tale ruolo deve essere stato tuttavia ben più importante nel passato come risulta dalla grande diffusione di forme non più attive di diversa tipologia, il cui ambiente genetico doveva essere caratterizzato da condizioni climatiche notevolmente più severe delle attuali. In particolare le forme poligonali di grandi dimensioni, non attive al presente, testimoniano forti penetrazioni del gelo stagionale che potrebbero essere riferite oltre che a periodi genericamente più freddi, ad oscillazioni climatiche in senso continentale tali da limitare fortemente l'effetto protettivo del manto nevoso nel periodo invernale.

Le condizioni climatiche suddette debbono essersi manifestate in tempi olocenici relativamente recenti (cf. cap. 6), come indicato anche dalla apparente freschezza di molte forme (*rock-glaciers*, grandi poligoni selezionati, suoli striati, ecc.).

Le condizioni attuali consentono una penetrazione del gelo stagionale sensibilmente più ridotta, come risulta dalle modeste dimensioni delle forme poligonali, attive solo alle quote più elevate. Più in generale la morfogenesi periglaciale in atto nell'area appare contraddistinta soprattutto da fenomeni di gelifrazione, da processi di versante e dall'azione di valanghe.

## 8. MORFOLOGIA DOVUTA ALLA GRAVITÀ E ALLE ACQUE CORRENTI <sup>(25)</sup>

Nell'alta Val della Mare l'energia del rilievo presenta valori alquanto variabili. Pur essendo il dislivello tra il

punto più alto (Cima M. Cevedale, 3 769 m) e quello più basso (dintorni di Malga Mare, 2 031 m) di ben 1 738 metri, le differenze di quota nel raggio di un chilometro sono relativamente modeste. A tale proposito bisogna considerare che, alla testata della valle, ci sono estesi ghiacciai, le cui lingue occupano con i loro volumi gran parte delle depressioni dei truogoli. Inoltre nella fascia altimetrica a monte di Malga Mare sono presenti vaste superfici in roccia, generalmente corrispondenti al fondo di vecchi circhi glaciali (Ripiano del Cavaion, del Lagolungo e della Cresta Rossa). I processi gravitativi si evidenziano maggiormente lungo le linee di cresta e lungo le pareti che cingono lateralmente i circhi e i truogoli glaciali. Si tratta di forme e depositi in parte dovuti o ritoccati anche dai processi crionivali. Distinguendoli da questi ultimi si è voluto circoscrivere quelle forme dove la gravità ha agito, se possibile, da sola rispetto alla stragrande maggioranza dei casi dove ad essa viene ad associarsi l'azione del gelo e della neve. In definitiva le tipiche forme dovute alla pura gravità sono le falde e i coni detritici posti ai piedi di ripide pareti o di strette fessure verticali.

Tra le forme di versante dovute essenzialmente alla gravità possiamo ancora ricordare le frane di crollo peraltro non numerose.

Localmente si osservano sui versanti fratture beanti. In particolare questo fenomeno è riscontrabile sulla destra della valle del Rio Caresè, anche in alcuni affioramenti prossimi al bacino artificiale. Nelle fessure più aperte, con direzione normale alla linea di massima pendenza, si sono raccolti a volte massi di deposizione non glaciale, precipitati dall'alto, rivelando così una evoluzione recente di queste forme.

La distribuzione delle forme dovute alla gravità ci permette di riconoscere una fascia, posta al di sopra dei 2 800 metri, ad elevata dinamica geomorfologica, dove l'azione degli agenti atmosferici è particolarmente efficace. Le falde ed i cono detritici non attivi sono invece più frequenti

<sup>(25)</sup> A cura di PELLEGRINI G.B.

sui pendii che si trovano nella parte centrale e bassa della valle, quella da maggior tempo sgombra da ghiacci. Su questi versanti, relativamente stabili, è presente una copertura vegetale costituita da arbusti e da alberi sparsi. L'età relativa di queste forme e depositi risulta da osservazioni di carattere pedologico nonché da considerazioni basate sulla loro posizione nei fondovalle, rispetto a quella degli archi morenici sub-attuali o degli stadi tardiglaciali.

Per quanto riguarda l'azione morfologica delle acque correnti in quest'area di alta montagna possiamo affermare che essa è nell'insieme poco evidente, tenuto conto che una parte considerevole del rilievo è ricoperta da ghiacciai o è caratterizzata da ripide pareti e ripiani in roccia. Le forme e i depositi dovuti alle acque incanalate sono presenti soprattutto sul fondo delle valli più grandi dove scorrono i torrenti glaciali.

Si deve ritenere che il modellamento fluviale sia però già efficace, al di sotto delle superfici dei ghiacciai, nelle forre subglaciali dove scorrono impetuose le acque di fusione ricche di limo glaciale.

Fra le forme dovute alle acque fluvioglaciali ricordiamo le marmitte di erosione delle cascate a Sud di Pian Venezia, formatesi in ambiente subglaciale quando il Ghiacciaio della Mare si estendeva verso valle oltre la soglia di quota 2 260. Così sono ancora di origine subglaciale le ripide forre e i numerosi solchi scavati lungo linee di frattura che immettono nel Lago del Caresèr le acque di fusione dell'omonimo ghiacciaio. La stretta forra in roccia, sotto il Tof di Malè, è incisa attualmente dalle acque torrentizie della Vedretta Rossa, e non è difficile ipotizzare anche per essa un'origine subglaciale.

Depositi alluvionali e forme di accumulo fluviali si rinvencono con bella evidenza nelle brevi pianure formatesi sul fondo delle valli glaciali sia all'interno che all'esterno delle cerchie moreniche della «piccola glaciazione». A Pian

Venezia, a monte della grande soglia in roccia, si è formata una stretta pianura, che è stata esplorata anche in profondità con indagini geofisiche e palinologiche (fig. 30).

Tra le forme di accumulo più vistose ricordiamo ancora il grande cono del Rio Vedretta Rossa, formatosi allo sbocco della omonima valle, presso Malga Mare. Si tratta di un deposito misto, accumulatosi in condizioni ambientali molto diverse nel tempo. Buona parte di questo grande accumulo si deve all'apporto di frane e di valanghe staccatesi dalla fronte del Ghiacciaio della Vedretta Rossa, quando questo si affacciava, alla fine dell'800, sulla conca di Malga Mare. L'azione di deposito delle acque fluvioglaciali è stata importante solo dopo il ritiro della fronte di questo ghiacciaio all'interno della valle. Anche in queste condizioni però non è mai venuto meno l'apporto, a volte notevolissimo, delle valanghe che specialmente alla fine dell'inverno possono raggiungere il fondovalle, ingombrando di massi e detriti l'alveo del Noce Bianco.

L'attività erosiva dei torrenti glaciali si esercita quasi sempre nella stessa posizione, in alvei stretti, sul fondovalle spesso roccioso o ingombro di grossi massi. Per distinguere le forme d'accumulo attive da quelle non attive ci si è basati essenzialmente sulla freschezza dei depositi. L'assenza di una pur modesta coltre erbosa è stata considerata elemento discriminante per limitare lateralmente l'area di divagazione attuale dei torrenti sulle piane alluvionali.

Tra le forme d'accumulo non attive, dovute alla sedimentazione delle acque fluvioglaciali, vanno menzionati i terrazzi di *kame* della valle del Rio Caresèr. Queste forme di contatto glaciale vengono qui solo ricordate in quanto descritte dettagliatamente in un paragrafo specifico, relativo alle forme connesse al glacialismo recente. Il loro riconoscimento è stato un elemento significativo per individuare i livelli raggiunti, nella valle del Rio Caresèr, dai ghiacciai della fine del secolo scorso.



FIG. 30 - La piana alluvionale proglaciale di Val Venezia. Dietro, l'apparato morenico frontale della Vedretta della Mare, formatosi nella «piccola glaciazione». Il torrente glaciale principale è visibile al centro, mentre sulla sinistra un torrente glaciale secondario scende al contatto tra la morena laterale destra e le rocce (foto CASTIGLIONI, Luglio 1982).

## 9. INQUADRAMENTO FITOGEOGRAFICO E STRATIGRAFIA PALINOLOGICA <sup>(26)</sup>

Durante le ricerche nell'alta Valle di Peio è stata campionata una serie di depositi, prevalentemente torbosi, sui quali sono in corso le analisi polliniche al fine di ottenere una buona conoscenza dell'evoluzione climatico-forestale che la zona ha subito.

I materiali raccolti sono attualmente in fase di studio e in questo capitolo si traccia soltanto un inquadramento fitogeografico del territorio e si forniscono notizie sulle torbiere campionate.

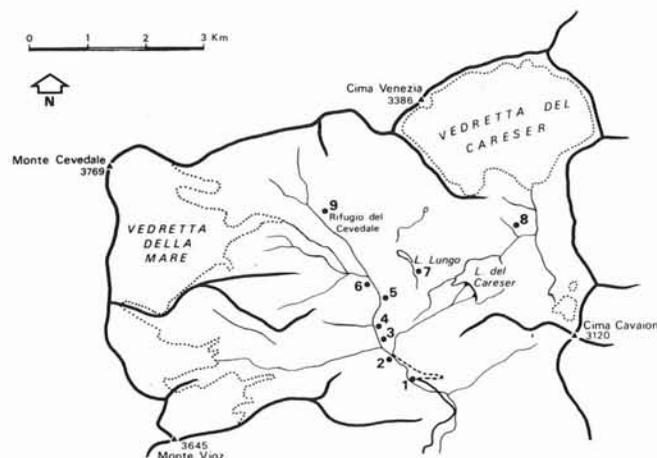


FIG. 31 - Ubicazione dei depositi, oggetto di studio palinologico: 1) torbiera di Prabon; 2) torbiera di Cielvastre; 3) torbiera di Malga Mare 1; 4) torbiera di Malga Mare 2; 5) torbiera di Pian Venezia 1; 6) deposito argilloso-torboso di Pian Venezia 2; 7) torbiera di Lago Lungo; 8) deposito limoso a valle della Vedretta del Careser; 9) torbiera vicino al Rifugio Larcher.

I depositi torbosi sono scaglionati (fig. 31) tra le quote di 1 764 m e 2 630 m e alcuni si trovano entro gli attuali limiti della vegetazione forestale, mentre altri sono ubicati al di sopra.

Nella zona da noi studiata l'attuale limite superiore della vegetazione forestale <sup>(27)</sup> si porta fino a circa 1 700-1 800 m e la vegetazione è caratterizzata dalla Pecceta subalpina, che ospita però anche delle Betulle (in particolari ambienti) e dei Cembri, questi ultimi a partire dalla quota di circa 1 600 m in poi; alla quota di circa 1 750 m il Larice, il Mugo ed il Cembro prevalgono sulla *Picea* e gradualmente si passa ad una formazione boschiva sempre più aperta, dove abbondano arbusti come *Rhododendron ferrugineum*, *Alnus viridis*, *Lonicera nigra*, *Lonicera caerulea*, *Sam-*

*bucus racemosa*, *Juniperus nana* (MARCHESONI, 1962). *Picea*, dopo aver subito un graduale diradamento, scompare verso i 1 900 m circa insieme alle Betulle, mentre il Larice, il Mugo ed il Cembro, che formano però un bosco molto aperto man mano che si procede verso l'alto, sono diffusi fin sopra la conca di Malga Mare, fino cioè alla testata della valle omonima.

Nella conca di Malga Mare si rinvencono anche sporadiche piante di *Sorbus aucuparia* ed arbusteti di *Alnus viridis*, che fiancheggiano il Rio della Vedretta Rossa. *Alnus viridis* trova infatti le condizioni ottimali di insediamento su quei versanti freschi, specialmente in corrispondenza di vallette in cui perdura la neve più a lungo e sui coni alluvionali percorsi da ruscelli impetuosi (MARCHESONI, 1962).

In Val Venezia il limite degli alberi isolati si trova dove il larice ed ancor più il cembro rappresentano gli ultimi alberi sviluppati entro le associazioni degli arbusti contorti soprattutto del *Rhododendron-Vaccinietum* (PEDROTTI, ORSOMANDO, & CORTINI PEDROTTI, 1974).

Val Venezia termina, nella parte più meridionale, con Pian Venezia, dove esiste una torbiera, da parte nostra in corso di studio sotto il profilo palinologico, ed una serie di micro-torbiera, sparse soprattutto sulla destra del Torrente Noce Bianco, di cui una è pure oggetto di studio palinologico.

Sulla sinistra orografica di Val Venezia (versante occidentale) si rinvencono gli ultimi esemplari isolati di Pino cembro fino alla quota di 2 300-2 400 m circa, mentre sul lato destro (versante orientale) si notano piante di Pino mugo fino alla quota di 2 400-2 450 m circa e poco più in basso (2 300 m) esistono ancora esemplari isolati di Pino cembro, insediati sulla nuda roccia, però in forma arbustiva.

Nella zona di Pian Venezia, oltre a qualche arbusto di *Salix helvetica*, di *Juniperus nana* e *Rhododendron ferrugineum*, si trova, anch'esso in forma arbustiva, qualche esemplare di Larice, che penetra in Val Venezia fino a quota di 2 350 m circa.

Il fatto che in Pian Venezia non esistano tracce di piante forestali nella forma arborea, mentre si rinvencono in zone superiori ma inaccessibili del versante orografico sinistro della valle, ci fa ritenere che l'uomo abbia operato una deforestazione per facilitare il pascolo in questa zona. Inoltre è da ritenere che questi esemplari si debbano considerare dei veri relitti ed esprimano, da un punto di vista fitogeografico, la testimonianza della massima espansione che la foresta, sia pure in forma diradata, ha raggiunto durante l'optimum climatico. Secondo LÜDI (1955), il limite massimo raggiunto dal bosco nel Postglaciale, per il settore alpino e prealpino settentrionale, fu raggiunto durante il periodo Subboreale, in cui fu di 300 m, e forse anche di 400 m, superiore rispetto a quello attuale.

I depositi torbosi, sui quali sono state effettuate le trivellazioni, appartengono a torbiere piane acidofile di tipo fontinale con prevalenza di Ciperacee, che PEDROTTI, ORSOMANDO & CORTINI PEDROTTI (1974) inseriscono nell'associazione del *Caricetum fuscae*.

Per ora vengono soltanto descritti i vari depositi sui

<sup>(26)</sup> A cura di PAGANELLI A., TODARO A., PENSO D., MIOLA A.

<sup>(27)</sup> Foresta intesa in senso fitosociologico, cioè come formazione forestale chiusa.

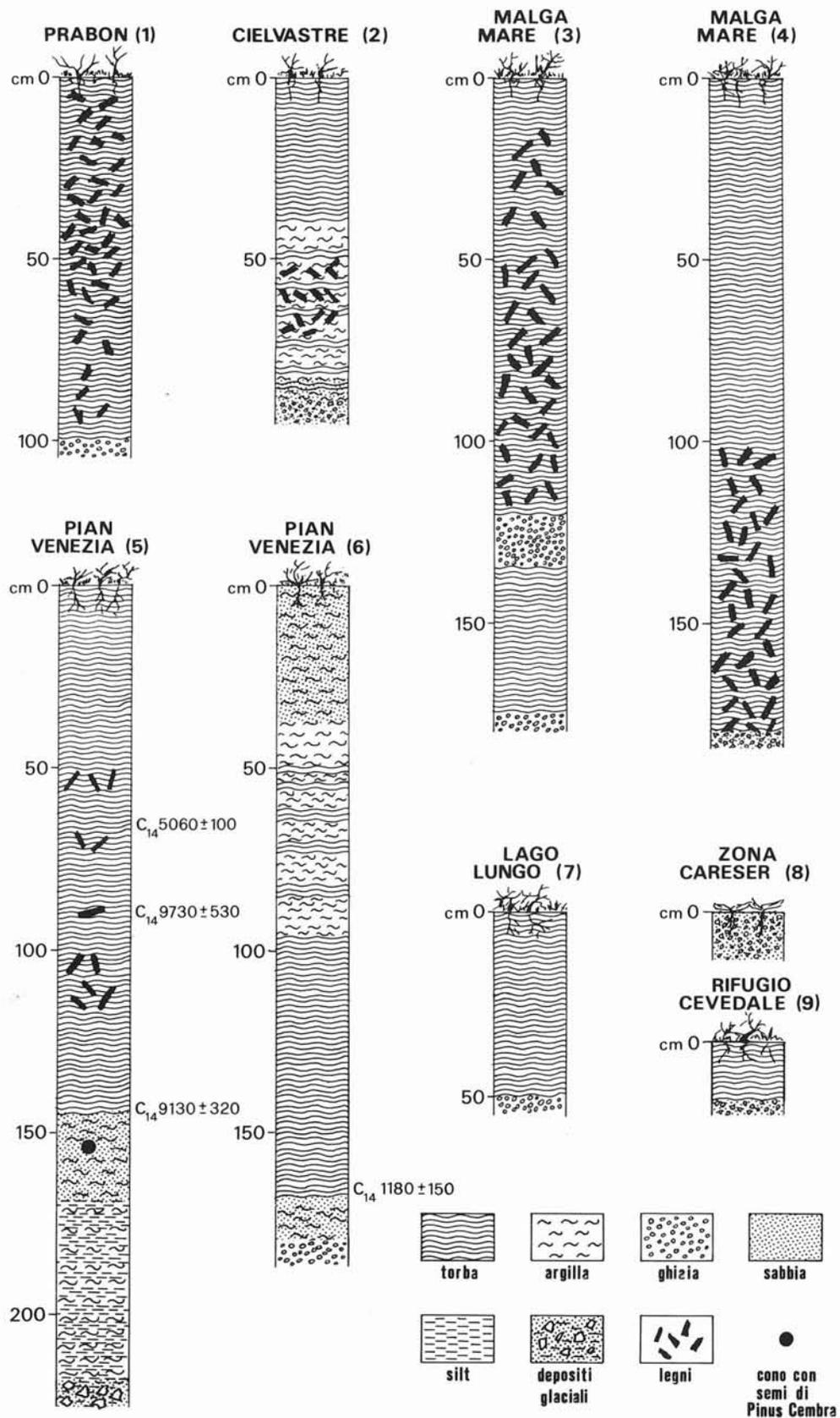


FIG. 32 - Stratigrafia dei depositi.

quali sono in corso le analisi polliniche e vengono riportate in fig. 32 le stratigrafie palinologiche <sup>(28)</sup>.

**Torbiera di Prabon (1)**, situata alla quota di 1 764 m, circondata da un bosco a Pecceta con qualche Mugo. La profondità a cui si è giunti con trivella è stata di 100 cm.

**Torbiera di Cielvastre (2)**, a quota di 1 780 m pur essa situata nel bosco a Pecceta. Lo spessore di torba prelevata con trivella è stata di 90 cm.

**Torbiera di Malga Mare 1 (3)**, situata alla quota di 1 990 m, dello spessore di 175 cm. Il prelievo è stato effettuato utilizzando una parte sbancata della torbiera. Degna di nota è la presenza nel livello di 55-65 cm di una corteccia di Betulla ben conservata.

La torbiera è situata in un bosco rado di *Pinus cembra*, *Pinus mugo*, *Picea abies*, *Larix decidua* e *Alnus viridis*, in particolari ambienti, con qualche *Sorbus aucuparia*. Questa torbiera, come d'altronde la successiva, è situata nel bacino della Vedretta Rossa.

**Torbiera di Malga Mare 2 (4)**, situata poco sopra la precedente, alla quota di 2 005 m. Il prelievo è stato effettuato con trivella e si è raggiunta la profondità di 190 cm.

**Torbiera di Pian Venezia 1 (5)**, a sinistra del Torrente Noce Bianco, situata alla quota di 2 267 m ed avente uno spessore di 220 cm.

Il prelievo è stato effettuato mediante uno sbancamento; su due campioni di torba posti ai livelli di 60-70 e 140-145 cm e su un pezzo di legno di *Pinus cembra* <sup>(29)</sup>, rinvenuto a 90 cm, sono state eseguite le datazioni radiometriche. È importante notare la presenza di un cono di Pino cembro con semi, rinvenuto alla profondità di 155 cm, e di un pezzetto di legno di *Picea abies* <sup>(29)</sup>, rinvenuto nel livello di 70-80 cm. Inoltre sulla torbiera è stato rinvenuto qualche tronco abbastanza degradato di *Pinus cembra* <sup>(29)</sup> e di *Picea abies* <sup>(29)</sup>.

In questa zona, come è stato detto, la vegetazione arborea è rappresentata da rari Cembali, Mughì e rarissimi Larici. La torbiera, che è la più vasta come estensione in questo piano, è ubicata, come la successiva, nel bacino della Vedretta della Mare ed è situata all'esterno dei cordoni morenici risalenti alla Piccola Glaciazione.

**Deposito argillo-torboso di Pian Venezia 2 (6)** situato sulla destra del Torrente Noce Bianco alla quota di 2 270 m; il prelievo è stato eseguito mediante trivella ed è stata raggiunta la profondità di 180 cm.

Il terreno presenta un suolo a cuscinetti erbosi, di origine crio-nivale, con arbusti contorti di *Juniperus nana* oltre ad altra vegetazione erbacea con prevalenza di Ciperacee.

Sul campione basale della torba (livello 160-170 cm) è stata effettuata la radiodatingazione.

**Torbiera di Lagolungo (7)**, situata alla quota di 2 540 m, avente uno spessore di 50 cm. La trivellazione è stata effettuata in un acquitrino a Ciperacee a Sud del laghetto. Poco più sotto, alla quota di 2 300-2 400 m, si rinvengono, come già è stato detto, gli ultimi esemplari di Cembro posti sul versante orografico sinistro di Val Venezia.

Secondo quanto riferisce DALLA FIOR (1940), «anni fa un pastore estrasse dal Lagolungo (2 543 m) nell'alta Val della Mare (Cevedale) dei tronchi di albero di media grossezza precipitati probabilmente con qualche valanga. Tutto intorno al lago non esiste segno di alberi, gli ultimi dei quali si trovano oggi a circa 2 250 m».

Questa torbiera è posta nell'area del bacino della Vedretta delle Marmotte.

**Deposito limoso proveniente da morena rimaneggiata a valle della Vedretta del Caresèr (8)**, situata alla quota di 2 620 m. La trivellazione ha raggiunto la profondità di 12 cm.

L'unica pianta legnosa è rappresentata da *Salix herbacea*.

**Torbiera situata vicino al Rifugio del Cevedale (G. Larcher) (9)**, alla quota di 2 630 m s.l.m.; la trivellazione ha raggiunto la profondità di 18 cm. Trattasi di una delle tante micro-torbiere che si rinvengono nella zona.

La vegetazione è rappresentata da *Salix herbacea* oltre a varie piante erbacee tra cui predominano le Ciperacee.

## 10. ANTROPIZZAZIONE <sup>(30)</sup>

L'area oggetto dello studio è costituita da ambienti naturali montani di rilevante interesse naturalistico e scientifico. Proprio per queste ragioni, già dal 1935, è stata inclusa nel perimetro del Parco Nazionale dello Stelvio (AZIENDA DI STATO FORESTE DEMANIALI, 1968; 1969). Questo provvedimento, insieme alla posizione geografica decentrata rispetto alle vie di grande penetrazione turistica, ha contribuito non poco alla conservazione dell'integrità del paesaggio e della qualità dell'ambiente, che costituiscono le principali risorse sulle quali si fondano l'economia e le prospettive di sviluppo della Valle di Peio (PELLERINI, 1976 b).

L'area è priva di vie percorribili con mezzi motorizzati. È invece attraversata da numerosi sentieri di fondovalle (es. Rifugio Larcher - Passo della Forcola), di versante (es. Pian Venezia - Rifugio Larcher), di crinale (es. Passo della Forcola - Cima Venezia), o di cresta morenica (es. morena sinistra del Ghiacciaio della Mare e del Ghiacciaio della Vedretta Rossa), che permettono l'accesso alle zone meta di escursioni alpinistiche. Tali sentieri, alle quote inferiori, dove sono opportunamente attrezzati con punti di sosta, di ristoro, cestini per rifiuti e segnaletica, si aprono nella prateria alpina e/o tra materiali morenici o detritici più o meno stabilizzati da un discreto grado di copertura vegetale. In tali condizioni, il denudamento a causa della loro frequentazione non contribuisce in modo sensibile all'attivazione di processi quali il dilavamento diffuso e/o concentrato e la reptazione.

Solamente in alcune zone poste alle quote più elevate o sui pendii più acclivi dove la copertura della prateria è scarsa o assente (es. nei pressi della Forcola) ai lati dei sentieri si notano tali fenomeni incipienti. Essi comunque sono concentrati soprattutto in corrispondenza di tornanti, là dove sono favoriti dalla tendenza diffusa a tagliare il percorso da parte degli escursionisti. Vi sono inoltre alcuni sentieri classici che per raggiungere le cime più elevate risalgono i ghiacciai (es. Vedretta della Mare per il Monte Cevedale, Vedretta del Caresèr per Cima Venezia).

Non si osservano tangibili fenomeni di alterazione del paesaggio o di intensa pressione antropica neppure nei pressi del Rifugio Larcher o delle costruzioni circostanti la diga

<sup>(28)</sup> I numeri indicati tra parentesi, a fianco di ogni deposito, corrispondono a quelli che compaiono nelle figg. 31 e 32.

<sup>(29)</sup> La determinazione xiloistologica è stata effettuata dal prof. GIULINI PATRIZIO (Dipartimento di Biologia dell'Università degli Studi di Padova) che ringraziamo vivamente.

<sup>(30)</sup> A cura di COLTORTI M. & DI GREGORIO F.

del Caresèr. In quest'ultima area sono presenti, oltre alla centrale idroelettrica ed agli edifici di servizio annessi (alloggi per tecnici e custodi), alcune baracche fatiscenti, la cui edificazione ha richiesto l'esecuzione di lievi sbancamenti. Anche il Bivacco Rosole (3 485 m sul crinale del M. Cevedale) e l'Osservatorio glaciale (Ghiacciaio del Caresèr, 2 992 m) non mutano sensibilmente il paesaggio naturale. Limitate incisioni con riscontri morfologicamente trascurabili sono state effettuate per l'edificazione dei pilastri che portano i tralicci dell'elettrodotto che collega Malga Mare agli edifici di servizio della diga. Più appariscenti, forse, sullo stesso tracciato, sono i modesti accumuli detritici allungati risultanti dalla realizzazione del piano inclinato e della condotta forzata sotterranea, sui quali il breve lasso di tempo e la gravità hanno impedito la formazione di quella patina bruno-grigiastra dovuta ai muschi, ai licheni e all'alterazione che ne potevano consentire il riassorbimento cromatico nel contesto del paesaggio.

Nella parte più bassa delle valli (Malga Mare) e nei ripiani (Pian Venezia, Lagolungo, ecc.) si pratica ancora oggi un pascolo stagionale di mucche e «bestie asciutte» (ALBERTINI, 1955a; PELLEGRINI, op cit.) che causa la presenza di lievi segni di denudamento e reptazione da pascolo.

L'opera che ha modificato più sensibilmente la fisionomia dell'area ed il suo ambiente è la diga del Caresèr. Essa è del tipo a gravità massiccia ad arco, e con la sua quota del piano di coronamento a m 2 603 è uno dei bacini artificiali più elevati d'Italia e d'Europa (quota piano dell'alveo a valle 2 544 m). Il coronamento principale ha uno sviluppo di 444 m e sbarra due modeste gole incise dal torrente proglaciale nella roccia metamorfica. Un sistema di altre quattro piccole dighe sbarra altrettante vellecole poste ai lati del coronamento principale; ciò ha consentito di realizzare un volume di invaso sensibilmente superiore e pari a circa 16 milioni di m<sup>3</sup>. Alla diga sono associate una serie di opere di presa realizzate mediante traverse di alveo che si connettono a canalizzazioni subaffioranti o in galleria, per estendere il bacino di alimentazione dell'invaso.

Queste opere raccolgono le acque a Ovest del Caresèr sino al bacino del Lago delle Marmotte aumentando di 3 km<sup>2</sup> la superficie del bacino imbrifero direttamente sottesa, che è pari a 10,40 km<sup>2</sup>. Il lago artificiale è poi collegato con una condotta forzata alla sottostante centrale di Malga Mare (1 964 m), con un salto di 622 m ed una produzione media annua di 30 milioni di kWh, e, tramite questa, alla centrale di Pont (1 208 m), con un ulteriore salto di 750 m (ALBERTINI, 1959).

Più difficile è valutare l'entità delle modificazioni indotte dall'uomo sul paesaggio nei secoli scorsi o addirittura in epoca preistorica o protostorica. In epoca storica quasi certamente si è avuta una forte degradazione della copertura vegetale originaria, come già messo in evidenza nel capitolo 9.

La presenza, all'interno della compagine forestale ai limiti superiori del bosco di numerose ceppaie troncate suggerisce che disboscamenti sono avvenuti ancora in epoca recente.

## 11. LA CARTA GEOMORFOLOGICA <sup>(31)</sup>

### 11.1. PREMessa ED ESECUZIONE

La carta geomorfologica dell'alta Val di Peio (M. Cevedale) alla scala 1:15 000, riassume i dati conclusivi delle indagini di campagna e di laboratorio presentati analiticamente nei capitoli precedenti. Nello stesso tempo il documento recepisce le esperienze di cartografia geomorfologica che i ricercatori italiani hanno espresso finora lavorando singolarmente e in gruppo in varie aree delle Alpi e degli Appennini. In questo lavoro si è di fatto realizzata l'unificazione del linguaggio espressivo attraverso discussioni, confronti ed approfondimenti di metodologie.

Nella ricerca di soluzioni idonee alla descrizione e alla interpretazione del paesaggio alpino dell'alta Val di Peio, si è tenuto conto oltre che delle norme della *legenda* internazionale stabilite dalla Commissione per il Rilevamento e la Cartografia Geomorfologica dell'U.G.I. (DEMEK, 1972), e di quelle per la *legenda* della carta geomorfologica di dettaglio della Francia (S.D.C.G., 1972) di quelle contenute nei molti lavori italiani di cartografia geomorfologica promossi da CASTIGLIONI e da PANIZZA <sup>(32)</sup>. Fondendo le indicazioni dei due orientamenti principali della ricerca internazionale in questo campo e senza rinunciare a scelte metodologiche già efficacemente sperimentate nella cartografia geomorfologica italiana, si è realizzata una *legenda* che permette di esprimere allo stesso tempo sia gli aspetti genetici che quelli evolutivi del rilievo.

Le informazioni ed i dati forniti dalla carta geomorfologica dell'alta Val di Peio integrano i risultati delle varie ricerche tematiche effettuate parallelamente al rilevamento. Esse a loro volta hanno fornito dati cronologici utili che sono serviti per verificare gli elementi acquisiti durante il rilevamento e le ipotesi formulate.

Da un punto di vista operativo si è divisa l'area in quattro settori che sono stati rilevati da gruppi di ricercatori aventi esperienza e specializzazione diverse. A rilevamento concluso si sono eseguiti controlli incrociati in modo che ogni settore fosse analizzato con gli stessi criteri e soprattutto che la carta finale apparisse omogenea in ogni sua parte.

Il rilevamento è stato eseguito utilizzando una base topografica alla scala 1:10 000, la quale ha permesso di segnalare un numero molto elevato di elementi morfologici poi cartografati alla scala definitiva 1:15 000.

La base topografica è stata realizzata mediante un ingrandimento fotografico delle tavolette dell'Istituto Geografico Militare: Peio III SE, M. Cevedale III SE, Cima Sternai II NO, Rabbi II SO, del Foglio 9 Monte Cevedale.

Contemporaneamente alle ricerche di campagna si sono consultate le fotografie aeree, alla scala approssimativa 1:14 000 e 1:12 000, in bianco e nero e a colori.

<sup>(31)</sup> A cura di CARTON A., PELLEGRINI G.B., SMIRAGLIA C., TELLINI C.

<sup>(32)</sup> In bibliografia viene presentata una breve rassegna dei lavori italiani di cartografia geomorfologica più significativi di questo periodo.

## 11.2. LA CARTA E LE SCELTE METODOLOGICHE

In relazione al tipo d'ambiente morfoclimatico si è ritenuto opportuno evidenziare i processi morfogenetici che maggiormente lo caratterizzano. Pertanto si è data notevole importanza alla morfogenesi glaciale, tenuto conto che ad essa è possibile correlare altre forme e processi che hanno determinato l'evoluzione dell'alta Val di Peio dal Pleistocene ad oggi.

Nello studio si è cercato di individuare l'agente morfogenetico principale, o per lo meno quello ritenuto più significativo, evitando così l'uso di più colori per caratterizzare una singola forma nella carta geomorfologica. I vari sistemi morfogenetici sono stati invece contraddistinti con grafia e colori diversi tra loro (PANIZZA, 1972).

Nell'ambito di questi sistemi, dove è possibile, sono state distinte, con colore diverso, le forme di erosione/denudazione da quelle di accumulo (PELLEGRINI, 1976); questa scelta è apparsa particolarmente idonea alla rappresentazione del sistema morfogenetico glaciale. L'accorgimento accresce la leggibilità della carta, permette di stabilire più facilmente l'età delle forme e ne migliora l'effetto plastico (DEMEK, 1976). Per la rappresentazione degli altri sistemi morfogenetici invece si è usato uno stesso colore, ma con tonalità diverse per le forme di erosione e per quelle di accumulo.

L'aspetto dinamico dell'evoluzione delle forme emerge dalla loro distinzione in attive e non attive. Con il colore più carico si sono indicate, in ogni sistema morfogenetico, le forme attive. In questo modo risultano più evidenti le aree ove i fenomeni che determinano attualmente l'evoluzione del rilievo sono più efficaci.

Si deve comunque precisare che la distinzione attivo/non attivo è stata ritenuta possibile solo per le forme e per i depositi di accumulo e non per le forme di erosione in quanto mancano dati per operare ovunque una distinzione precisa nell'arco dell'intero Olocene.

In definitiva il colore assume un significato sia genetico che cronologico nell'ambito dello stesso sistema.

In considerazione dell'importanza che la struttura del substrato roccioso riveste nel modellamento del paesaggio si è ritenuto di cartografare fedelmente i vari affioramenti rocciosi distinguendoli dalle coperture detritiche incoerenti. Tale scelta è stata dettata soprattutto dal fatto che la distinzione tra substrato e copertura pone immediatamente in risalto sia le aree sottoposte ai processi di accumulazione dei detriti sia quelle dove prevalgono i processi di erosione.

Secondo una consuetudine, da tempo affermata in Italia, si sono utilizzati colori di fondo pieni, ma molto pallidi, per rappresentare la litologia del substrato. In questo caso la scelta non determina particolari complicazioni di lettura della carta, dato che l'intero territorio è costituito quasi esclusivamente dalla formazione dei parascisti; possiamo anzi affermare che la rappresentazione dei tipi litologici accresce il contenuto della carta e facilita l'interpretazione delle forme strutturali.

Le formazioni superficiali sono state rappresentate con il simbolismo normalmente utilizzato nelle carte francesi, con un colore diverso a seconda del sistema morfogenetico che le ha prodotte o deposte. L'età, per i depositi glaciali, l'attività o inattività, per gli altri depositi, sono indicate mediante variazioni di intensità del colore del sistema morfogenetico. È indicata inoltre la loro granulometria e forma con opportuno simbolismo.

Forme specifiche non cartografabili ma significative sono state rese sulla carta mediante segni a tratto e/o simboli, come nel caso di alcune aree caratterizzate dalla presenza di microforme crionivali.

## 11.3. LA RAPPRESENTAZIONE DEI SISTEMI MORFOGENETICI

L'evoluzione dell'alta Val di Peio è caratterizzata dai seguenti sistemi morfogenetici, le forme e i depositi dei quali sono stati riconosciuti e riportati nella carta geomorfologica:

- forme e depositi dovuti allo scorrimento delle acque superficiali;
- forme e depositi dovuti alla gravità;
- forme e depositi glaciali;
- forme e depositi criogenici e nivali.

A questi elementi si sono associate informazioni sulla struttura, sull'idrografia e sul glacialismo attuale.

Particolarmente articolate risultano le forme e i depositi dovuti allo scorrimento delle acque superficiali rappresentati in carta da simboli di colore verde. La distinzione tra forme di erosione e forme di accu-

mulo è risultata agevole, più complessa quella tra forme attive e quelle non attive. Sono stati considerati non attivi e indicati con colore verde più pallido i depositi che si presentano inerbiti e colonizzati dai licheni.

Problematica è stata la distinzione fra le forme e i depositi dovuti alla gravità e quelli legati ai processi crionivali; in un ambiente di questo tipo è difficile stabilire quale dei due abbia contribuito in modo determinante alla genesi di alcune forme.

Nei casi dubbi, ove cioè la forma non rientra chiaramente nell'una o nell'altra categoria, si è dato peso al processo morfodinamico che ha agito più vistosamente o per ultimo. Anche per questi due tipi di sistemi, è stato possibile operare una distinzione, mediante variazioni di tono di colore, tra forme di erosione e forme di accumulo attive e non attive.

La morfogenesi legata alla gravità è evidenziata da colori rosso e rosso chiaro, quella riferibile ai processi criogenici e nivali da colori azzurri, rimarcando l'attività con il tono più scuro.

Particolare cura è stata posta nella rappresentazione del glacialismo, essendo questo il processo che ha dominato nell'area ed al quale, come si è detto, si fa riferimento per l'evoluzione geomorfologica della valle. Nella carta risulta evidenziato da toni di colore viola e ciclamino. Rispetto agli altri sistemi morfogenetici, oltre alla differenziazione tra forme di erosione e di accumulo, è stata operata un'ulteriore caratterizzazione mediante diverso graficismo dei vari tipi di accumulo; risultano infatti contraddistinti i depositi glaciali su ghiaccio morto, le morene su ghiaccio, i depositi con spessori superiori al metro e i depositi glaciali sparsi con spessori inferiori al metro. Inoltre, dato il più ampio spettro cronologico a disposizione, i depositi sono stati classificati in tre diversi insiemi e distinti in depositi di età olocenica attivi e non attivi e in depositi di età pleistocenica tardiglaciale. Per operare questa suddivisione si è tenuto conto dei dati emersi dalle ricerche specifiche eseguite su questi depositi. Per la datazione delle morene tardiglaciali ed oloceniche non attive sono state utilizzate le usuali tecniche di ricerca storica e iconografica, della lichenometria e dello studio dei suoli.

La *legenda* geomorfologica attribuisce molto spazio alla litologia mentre presenta poche indicazioni di forme strutturali. Ciò è dovuto alla omogeneità litologica per la presenza dei parascisti diffusi in quasi l'intero territorio esaminato. Tali rocce sono state facilmente modellate dai ghiacciai pleistocenici che hanno localmente attenuato molte irregolarità del rilievo. L'azione esaratrice ha dato luogo nell'alta Valle del Rio Caresè ad estese superfici in roccia, alcune delle quali corrispondono all'assetto suborizzontale della scistosità dei parascisti. Si è ritenuto in questi casi di mettere in evidenza l'azione modellatrice dei ghiacciai piuttosto che l'influenza passiva della struttura.

D'altra parte non sono riconoscibili delle vere scarpate di faglia, pur essendo l'intero territorio attraversato da diversi sistemi di frattura, individuati sul terreno, e successivamente meglio definiti e cartografati con l'aiuto dell'analisi fotointerpretativa.

L'idrografia e gli elementi del glacialismo attuale sono stati rappresentati con il colore azzurro.

Per quanto riguarda le fronti glaciali è disegnata la situazione del 1980, anno della ripresa delle fotografie aeree. La base topografica rappresenta nel sottofondo in grigio la situazione del 1966, anno del rilevamento cartografico. La rete idrografica, aggiornata con i dati di campagna e con quelli forniti dalle fotografie aeree, riflette essenzialmente l'attività dei corsi d'acqua della stagione estiva.

Da ultimo, in nero, sono state rappresentate le forme antropiche quasi tutte legate alla presenza nell'area di un bacino di raccolta artificiale dell'ENEL, il bacino del Caresè, e volte soprattutto alla raccolta della maggior parte delle acque libere superficiali.

## 12. OPERE CITATE

ALBERTINI R. (1951a) - *Relazione della campagna glaciologica del 1950, Gruppo Ortles-Cevedale. Valli di Lamare e di Saènt*. Boll. CGI, ser. 2, 2, 120-122.

ALBERTINI R. (1951b) - *Alcune considerazioni sulle eccezionali precipitazioni nevose dell'inverno 1950-51 e sui loro effetti nelle Valli di La-*

- mare e di Saént (Gruppo Ortles-Cevedale). St. Trent. Sc. Nat., 28, 169-174.
- ALBERTINI R. (1951c) - *Per una carta sulla distribuzione delle valanghe in Val di Rabbi*. St. Trent. Sc. Nat., 28, 156-166.
- ALBERTINI R. (1952) - *Brevi osservazioni su alcuni laghetti glaciali e periglaciali delle Valli di Lamare e di Saént*. Boll. CGI, ser. 2, 4, 196-205.
- ALBERTINI R. (1953) - *Contributo alla conoscenza dei «coni» di ghiacciaio. II. Sulla formazione, natura ed evoluzione dei coni di ghiaccio del Ghiacciaio del Caresèr, Ortles-Cevedale e del Ghiacciaio del Venerocolo, Adamello*. Boll. CGI, ser. 2, 4, 196-205.
- ALBERTINI R. (1954) - *Nuovi contributi alla conoscenza dei coni di ghiaccio del Ghiacciaio del Caresèr (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Boll. CGI, ser. 2, 5, 55-70.
- ALBERTINI R. (1955a) - *La vita pastorale nel Gruppo Ortles-Cevedale*. Econ. Trent., 4-5, 5-119.
- ALBERTINI R. (1955b) - *Le condizioni d'innevamento alla stazione pilota del Caresèr durante l'inverno 1953-54*. Boll. CGI, ser. 2, 6, 287-296.
- ALBERTINI R. (1955c) - *Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale*, in: «*Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi italiane (periglaciale partim)*», Fondaz. per i Problemi Montani dell'Arco Alpino, 11 90 pp.».
- ALBERTINI R. (1959) - *L'industria idroelettrica nel bacino del Noce (Adige) e riflessi antropici-economici del suo sviluppo*, Boll. Soc. Geogr. Ital., ser. 8, 12, 538-569.
- ANDREATTA C. (1943) - *Successioni nelle manifestazioni magmatiche nel Massiccio Ortles-Cevedale*. St. Trent. Sc. Nat., 23, 161-187.
- ANDREATTA C. (1948) - *La «Linea di Pejo» nel Massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alpina, 1, 1-63.
- ANDREATTA C. (1951a) - *Il metamorfismo delle formazioni del Gruppo dell'Ortles*. La Ricerca Sc., 21, 190-196.
- ANDREATTA C. (1951b) - *Foglio M. Cavedale della Carta Geologica delle Tre Venezie*. Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia, 132, 1-36, con carta topografica del ghiacciaio 1:8 333, Roma.
- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Pejo e la Catena Vioz-Cevedale*. Acta Geol. Alp., 5, 1-336.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebriù-Cevedale-Corno Dei Tre Signori (Austroalpino Superiore, Alpi Orientali)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 36, 65-89.
- AZIENDA DI STATO FORESTE DEMANIALI (1968) - *Il Parco Nazionale dello Stelvio*, Arti Grafiche R. Manfrini, Rovereto.
- AZIENDA DI STATO FORESTE DEMANIALI (1969) - *Studi per la valorizzazione naturalistica del Parco Nazionale dello Stelvio*, 1, Tip. M. Washington e F., Sondrio.
- BECCALUVA L., GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1979) - *Geochemistry and Petrology of dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 6, 321-339.
- CAPELLO F. (1960) - *Terminologia e sistematica dei fenomeni dovuti al gelo discontinuo*. Giappichelli ed., Torino, 320 pp.
- CARABELLI E. (1962) - *Esplorazione geofisica al Ghiacciaio del Caresèr*. Boll. CGI, ser. 2, 11, (1), 61-68.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 23, 131 pp.
- CASTIGLIONI G.B. (1982) - *La cartografia geomorfologica tra ricerca di base e ricerca applicata*. Boll. Soc. Geogr. It., 11, 609-632.
- CASTIGLIONI G.B., PICOZZI U. & ZUNICA M. (1963) - *Misure della temperatura della neve a Pian della Fedaià. Interpretazione preliminare dei risultati*. Boll. CGI, ser. 2, 10, (2), 31-53.
- CERONI G. (ined.) - *Studio geologico del versante sinistro della Valle della Mare*. Ist. Geol. Univ. Padova, tesi di laurea in Scienze Geologiche (relat. G.V. DAL PIAZ), A.A. 1982-83, 186 pp.
- C.N.R. - COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1959-1962) - *Catasto dei Ghiacciai Italiani*. CGI, Torino, 4 voll.
- DALLA FIOR G. (1940) - *Analisi polliniche di torbe e depositi lacustri della Venezia Tridentina. V Contributo*. Mem. Mus. St. Nat. Venezia Trid., 5, 121-176.
- DAL PIAZ G.B. (1936) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota III. Il sistema Austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel Massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo Orientale*. Atti R. Acc. Sc. Torino, 71, 1-29.
- DAL PIAZ G.B. (1937) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema Austroalpino delle Alpi Orientali*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis., Mat. Nat., ser. 6, 25, 392-398.
- DEL MORO A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1981) - *Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti oligoceniche del settore meridionale del Massiccio Ortles-Cevedale*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 265-266.
- DEMEK J. (a cura di) (1972) - *Manual of detailed geomorphological mapping*. Comm. Geomorph. Survey Mapping., Czech. Acad. Sc., Praha, 344 pp.
- DEMEK J. (1976) - *La cartografia geomorfologica; progressi compiuti e problemi aperti*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. 10, 5, 349-364.
- DESIO A. (1925) - *I laghi della Val Venezia e di Sternai (Gruppo del Cevedale)*. Alpi Giulie, 26, 21-31.
- DESIO A. (1927) - *Appunti ed osservazioni sui ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale. (Campagne glaciologiche del 1925-1926)*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 64, 209-272, 1 carta.
- DESIO A. (1928) - *Nuove ricerche sui ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale. (Campagna del 1927)*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 67, 98-124.
- DESIO A. (1967) - *I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale*. C.N.R., Com. Glac. It., Tamburini Ed., Torino, 874 pp (cum bibl.).
- DESIO A. con la collab. di BELLONI A., GIORCELLI A., ZANON G. (1973) - *Results of half-a-century investigation on the glaciers of the Ortles-Cevedale Mountain Group (Central Alps)*. C.N.R., Decennio Idrol. Intern., 6, 107 pp.
- DESIO A. & PISA V. (1934) - *Relazione preliminare sullo studio idrologico-glaciologico del Ghiacciaio del Caresèr (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia, 132, 1-36, con carta topografica del ghiacciaio 1:8 333, Roma.
- DEUTSCHER U. ÖSTERREICHISCHER ALPEN VEREIN (1891) - *Spezial-Karte der Ortler-Gruppe*, scala 1:50.000, Wien.
- DONÀ F. (1954) - *Caratteristiche nivometriche di alcune località delle Alpi Orientali con più lungo periodo di osservazione*. Atti 16° Congr. Geogr. Ital., 155-171.
- FERRETTI TORRICELLI F. (ined.) - *Studio geologico del versante destro della Valle della Mare*. Ist. Geol. Univ. Padova, tesi di laurea in Scienze Geologiche (relat. G.V. DAL PIAZ), A.A. 1982-83, 196 pp.
- FRANCOU B. (1983) - *Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire*. Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys., 24, 411-424.
- GALLI G. (1910) - *Gruppo dell'Ortler. Carta Topografica ad uso turistico*. Scala 1:50.000, Milano.
- GIACOMINI V. (1959) - *I suoli a «cuscini erbosi» come aspetti particolari della degradazione dei pascoli in Valtellina e in Val Chiavenna*. In: «*Studi sui fenomeni crionivali*», 11», 139-144.
- GIADA M. & ZANON G. (1985a) - *Sulla misura e sul comportamento delle precipitazioni ad alta quota*. In «*Contributi di Climatologia*», Mem. Soc. Geogr. It., 39, 129-146.
- GIADA M. & ZANON G. (1985b) - *Modificazioni volumetriche sul Ghiacciaio del Caresèr (Alpi Centrali, Gruppo Ortles-Cevedale) tra il 1967 e il 1980*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 8, (1), 10-13.
- GÖTZINGER G. (1907) - *Revision einiger Gletschermarken in der Ortler-Gruppe 1905*. Zeit. Gletscherk., 2, 63-65.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972) - *Litostratigrafia, Tettonica e Petrologia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 28, 55 pp.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974) - *Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps*. Mem. Soc. Geol. It., 13, suppl. 1, 241-255.
- GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA-CNR (1982) - *Geomorfologia del territorio di Febbio, tra il M. Cusna ed il F. Secchia (Appennino Emiliano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 285-360 (6 tavv. nel supplemento).
- GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA-CNR (1983) - *Compte-rendu sur la recherche géomorphologique en cours au Mont Cevedale (Alpes Centrales, Italia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6, 56-60.
- GROSS G., KERSCHNER H. & PATZELT G. (1977) - *Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten*. Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol., 12, 223-251.
- G.S.U.E.G. (1976) - *Geomorfologia dell'area circostante la Pietra di Bismantova (Appennino reggiano)*. Boll. Serv. Geol. It., 97, 107-213.
- HAGEDORN J. (1964) - *Geomorphologie des Uelzener Beckens*. Göttinger Geog. Abh., 31, 1-200.
- HAMMER W. (1905) - *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jahrb. Geol. Reichsanst., 55, 1-26.

- HAMMER W. (1908) - *Die Ortlergruppe und Ciavalatschkamm*. Jahrb. Geol. Reichsanst., 58, 79-196.
- HOFMANN C. (HAUSHOFER C.) (1872) - *Karte der Zentralen Ortler-Gruppe*. Scala 1:72 000. In «Zeit. Deutsch. Osterr. Alpenv.», 3».
- HÖLLERMAN P.W. (1964) - *Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe)*. Zeit. Geomorph., suppl. 4, 257 pp.
- ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE (1885) - *Carta Topografica d'Italia, F° 9 Monte Cevedale*. Scala 1:50 000. Firenze.
- ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE (1892) - *Carta Topografica d'Italia, F° 9 Monte Cevedale*. Scala 1:75 000. Firenze.
- ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE (1931) - *Carta Topografica d'Italia, F° 9 Monte Cevedale, tavoletta Monte Cevedale*. Scala 1:25 000. Firenze.
- KAISER B. (1983) - *Morphodynamique périglaciaire en Vanoise. Observations et mesures sur deux formes majeures: talus d'éboulis et glaciers-rocheux*. Trav. Sci. Parc. Vanoise, 13, 55-80.
- KERSCHNER H. (1978a) - *Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen)*. Geogr. Jahrb. Österr., 36 (1975-76), 26-49.
- KERSCHNER H. (1978b) - *Zur Rekonstruktion eines spätglazialen Gletscherstandes mit Hilfe eines rechnerisch ermittelten Zungenlängsprofils*. Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 119-123.
- KINZL H. (1929) - *Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen*. Zeitschr. Gletscherk., 17, 66-121.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie von Tirol*. Berlin, Berntraeger, 12, 872 pp.
- KLEBELSBERG R. VON (1949) - *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 2, Wien, 1028 pp.
- K.U.K. MILITÄR-GEOGR. INSTITUT (1887) - *Topographische Spezialkarte der Österreichisch - Ungarischen Monarchie*. Zone 20, col III, Bormio und Passo del Tonale, Scala 1:75 000, Wien.
- K.U.K. MILITÄR-GEOGR. INSTITUT (1811) - *Topographische Detail-Karte der Ortler-Gruppe*. Scala 1:50 000, Wien.
- LAUTRIDOU J.P. (1984) - *Alpes Francaises*. Symp. pre-Congrès n° 12, Centre Géomorphologie C.N.R.S., Caen.
- LÜDI W. (1955) - *Die Vegetationsentwicklung seit dem Rückzug der Gletscher in den Mittleren Alpen und ihrem nördlichen Vorland*. Ber. Geobot. Forsch. Rübel in Zürich, 36-68.
- MAISCH M. (1982) - *Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials*. Geogr. Helvetica, 37, 93-104.
- MARCHESONI V. (1962) - *Dal Leccio al Cembro*. St. Trent. Sc. Nat., 39, (3), 1-59.
- MICHAUD J. & CAILLEUX A. (1950) - *Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron (Basses Alpes)*. C.R. Acad. Sci., 230, 314-315.
- MINGUZZI C. (1940) - *Ricerche petrografiche sopra alcuni lamprofiri, porfiriti e dioriti della media Val d'Ultimo*. St. Trident. Sc. Nat., 21, 1-46.
- MIN. LL.PP., SERV. IDROGR. (1973) - *La nevosità in Italia nel quarantennio 1921-1960 (Gelo, neve e manto nevoso)*. Pubbl. n. 26, Roma, Ist. Poligr. d. Stato, 216 pp.
- MIN. LL.PP., SERV. IDROGR., UFFICIO IDROGRAFICO DEL MAGISTRATO ALLE ACQUE DI VENEZIA - *Annali Idrologici (dal 1951 al 1970)*, Parte I, Roma, Ist. Poligr. d. Stato.
- MÜLLER F., CAFLISCH T. & MÜLLER G. (1977) - *Instructions for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory*. Dept. Geogr. ETH, Zürich, 1-19 (ciclost).
- MÜLLER H.N., KERSCHNER H. & KUTTEL M. (1980) - *Gletscher- und Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in Val de Nendaz (Walis). Ein Beitrag zur alpinen Spätglazialchronologie*. Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol., 16, 61-84.
- OROMBELLI G. & PELFINI M. (1985) - *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi centrali*. Rend. Soc. Geol. Ital. 8, 17-20.
- OROMBELLI G. & PORTER S.C. (1983) - *Lichen growth curves for the southern flank of the Mont Blanc Massif, Western Italian Alps*. Arctic and Alpine Res., 15, 193-200.
- PANIZZA M. (1972) - *Schema di legenda per carte geomorfologiche di dettaglio*. Boll. Soc. Geol. It., 91, 207-237.
- PATZELT G. (1980) - *Neue Ergebnisse des Spät- und Postglazialforschung in Tirol*. Österr. Geogr. Gesells., Zweigverein Innsbruck, Jahresbericht 76/77, 11-18.
- PAYER J. (1869) - *Die Südlichen Ortler-Alpen*. Peterm. Geogr. Mitt., Ergänzungsheft 27, 1-30, carta topografica scala 1:56 000, Gotha.
- PEDROTTI F., ORSOMANDO E. & CORTINI PEDROTTI C. (1974) - *Carta della Vegetazione del Parco Nazionale dello Stelvio (Notizie esplicative)*. Bormio, Ed. Amm. Parco Naz. Stelvio, 87 pp.
- PELLEGRINI G.B. (1976a) - *Problemi di metodo per la costruzione di una carta geomorfologica a grande scala nel bacino dell'Alpago*. Atti e Mem. Accad. Patav. Sc. Lett. Arti., 88, 43-51.
- PELLEGRINI G.B. (1976b) - *La Valle di Peio: aspetti geografici della recente industrializzazione di una piccola valle alpina*. Pubbl. Ist. Geogr. «G. Morandini», Univ. di Padova, 11 (1974), 151-177.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Band. 3, Leipzig, Tauchnitz, 717-1199 pp.
- PISSART A. (1964) - *Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron (Basses Alpes)*. Biul. Peryglac., 14, 303-309.
- PISSART A. (1973) - *L'origine des sols poligonaux et striés du Chambeyron (Basses Alpes). Résultats d'expériences de terrain*. Bull. Soc. Géogr. Liège, 9, 123-131.
- PISSART A. (1977) - *Apparition et évolution des sols structuraux périglaciaires de haute montagne. Expériences de terrain au Chambeyron (Alpes, France)*. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Mathem.-Phys. Kl., ser. 3, 31, 142-156.
- PISSART A. (1982) - *Expériences de terrain et de laboratoire pour expliquer la genèse des sols poligonaux décimétriques triés*. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 15, 39-46.
- PISSART A., SCHEPERS J.L. & LAURANT A. (1981) - *Etude statistique des déplacements de cailloux superficiels dans un milieu périglaciaire de haute montagne, la haute vallée du Chambeyron (Basses Alpes)*. Rech. Géogr. Strasbourg, 16-17, 137-142.
- POGLIAGHI P. (1883) - *Carta topografica del Gruppo Ortles-Cevedale rilevata e disegnata per incarico della Sezione di Milano del CAI scala 1:40 000*, Ed. Artaria, Milano.
- POZZI R. (1965) - *Schema tettonico dell'alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. Ecl. Geol. Helv., 58, 21-38.
- PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO - ALTO ADIGE, UFFICIO IDROGRAFICO. (1980) - *Precipitazioni medie mensili ed annue e numero dei giorni piovosi per il cinquantennio 1921-1970*. Egna, Nuova Grafica.
- PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO, UFFICIO IDROGRAFICO. (1982) - *Annali Idrologici 1977*, Calliano, Manfrini.
- RAYNAL R. (1970) - *Les formations litées de versants en milieu périglaciaire. Contribution à une mise au point d'ensemble*. Acta Géogr. Lodziana, 24, 371-387.
- RECAMI E. (1967) - *Fenomeni crionivali in Val di Sole*. Natura Alpina, 18, (2), 60-67.
- ROSSI G. & ZANON G., (1973) - *Contributo alla valutazione delle precipitazioni in un bacino glaciale*. Atti Tavola Rotonda Geografia della Neve in Italia. Boll. Soc. Geogr. It., ser. 10, 2, suppl. 223-232.
- SCHUNKE E. & ZOLTAI S.C. (1984) - *Earth hummocks and tufur*. Symp. I.G.U. Comm. «The Significance of Periglacial Phenomena», 25th Int. Geogr. Congr., Paris.
- S.D.C.G. (1971) - *Cartographie géomorphologique, travaux de la R.C.P. 77*. Mémoires et Documents, 12, 270 pp. (con carte allegate).
- SECCHIERI F. (ined.) - *La Vedretta del Caresèr (Alpi Centrali) nei suoi caratteri geografico-fisici*. Istituto Fis. Terr. Geod. e Geogr. Fis. Univ. Padova, tesi di laurea in Scienze Geologiche (relat. G. Zanon), A.A. 1974-75, 202 pp.
- STACHE G. & JOHN C. (1878) - *Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv und Massengesteine der Mittel und Ostalpen. II. Das Cevedale-Gebiet als Hauptdistrict älterer dioritischer Porphyrite (Paleoporphyrite)*. Jahrb. Geol. Reichsanst., 29, 317-404.
- STATO MAGGIORE AUSTRIACO (1832) - *Carta Topografica del Regno Lombardo-Veneto*. F° D2., Scala 1:86 400.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline*. Bull. Soc. Geol. France, 5, 209-289.
- THÖNI M. (1980) - *Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the Southern Ortztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar age and Rb/Sr age determinations*. Mitt. Österr. Geol. Ges., 71-72, 139-165.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hobe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas*. Jahrb. Geol. B.-A., 124, 111-174.

- THORN C.E. (1978) - *The geomorphic role of snow*. Ann. Ass. Am. Geogr., 68 (3), 414-425.
- THORN C.E. (1984) - *Nivation*. Symp. I.G.U. Comm. «The Significance of Periglacial Phenomena», 25th Int. Geogr. Congr., Paris.
- TOMASI L. (1950) - *Studio petrografico su alcune porfirite del versante sinistro della media Val d'Ultimo. (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 29, 1-40.
- VASSANELLI L. (ined.) - *Le precipitazioni nell'alto bacino dell'Adige per il ventennio 1951-70. Confronto con il ventennio 1921-50*. Ist. Geogr. Univ. Padova (sede di Verona). Tesi di laurea in Magistero (relat. G. Zanon). A.A. 1971-72, 223 pp.
- VITTORINI S. (1965) - *Cicli di gelo e disgelo nel bacino dell'Adige*. Riv. Geogr. It., 72, 338-364.
- WASHBURN A.L. (1979) - *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London, 406 pp.
- ZANON G. (1982) - *Recent glaciological research in the Ortles-Cevedale Region (Italian Alps)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, (1), 75-81.
- ZANON G. (1985) - *L'attuale tendenza evolutiva dei ghiacciai delle Alpi italiane*. Atti 5° Conv. Glac. Ital., Bolzano-Val Martello, 1983. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 8, (2), 89-96.

### 13. FIGURES AND TABLES CAPTIONS (ENGLISH TRANSLATION)

- FIG. 1 - The upper Val di Peio and the Ortles-Cevedale Group.
- FIG. 2 - Vedretta della Mare and morainic system which developed during Little Ice Age. Right background: Cima Cevedale (3 769 m); lower right: Rifugio Larcher (2 608 m) used as base for the two field surveys.
- FIG. 3 - View of western sector of Vedretta del Caresèr with Observatory totaliser (2 998 m).
- FIG. 4 - Vedretta Rossa, seen from morainic plain at 2 634 m (a.s.l.). Glacier snout is arrested at a steep slope of smooth moutonné rocks. Ice collapse is frequent, partly linked to current phase of slight glacier advance.
- FIG. 5 - Normalized rose diagram of lineaments (ΣN) as obtained from photo-interpretation. Two main clusters, ranging respectively between 45° and 80° and 95° and 130°, substantially match prevailing schistosity of area examined.
- FIG. 6 - a) Normalized rose diagram of all-orders fluvial segments; b) normalized rose diagram of first-order fluvial segments; c) normalized rose diagram of second-order fluvial segments; d) normalized rose diagram of third- and fourth-order fluvial segments.
- FIG. 7 - Poles of the 43 fault and fracture planes measured in upper Peio Valley (Schmidt net, lower hem.). Asterisks: two fault planes of Lago delle Marmotte porphyrite. Dots: other fracture planes of two Oligocene porphyrites.
- FIG. 8 - Stereogram of 40 striated fault planes (Wulff net, lower hem.). For symbols see fig. 7.
- FIG. 9 - Vedretta Rossa e Vedretta Venezia. Left background: Mt. Viòz (3 645 m); right: Palòn della Mare (3 703 m). Centre: hanging trough on Val della Mare.
- FIG. 10 - Forms of glacial modelling on rocky spur revealed by recent retreat of Vedretta del Caresèr (approx. 2 850 m).
- FIG. 11 - Location of geophysical soundings in Val Venezia (September 1983). Essential topographic features from I.G.M. maps are shown: □ seismic base; S.E. electric sounding and its number. Heavy line: seismic profiles corresponding to interpretative sections of fig. 12.
- FIG. 12 - Interpretative sections obtained from geophysical survey.
- FIG. 13 - Val Lagolungo with homonymous lake seen from Lago delle Marmotte (foreground). Late glacial morainic deposits may be recognized on valley floor and sides. Right: transfluence saddles linking local Val Lagolungo Glacier with main glacier of underlying Val della Mare-Venezia.
- FIG. 14 - Vedretta della Mare moraine system in Val Venezia. Heavy lines: well-preserved Holocene end moraines. Dotted lines: poorly

preserved moraines, ice contact scarps or boulder alignments. Numbers: minimum diameter of largest circular thalli of *Rhizocarpon geographicum* agg. TG: Late Glacial end moraines. Asterisks: location of soil profiles shown in fig. 15.

FIG. 15 - Soil profiles observed on top of more external Holocene frontal moraine (prof. 1), on top of small left lateral moraine attributed to 18th or (17th?) century (prof. 2) NS just outside more external Holocene moraine on Late Glacial deposits (prof. 3). Soil horizons and *solum* show thickness increasing with age.

FIG. 16 - Reconstruction of Vedretta della Mare outline during Little Ice Age, on basis of ancient map study and field observations.

FIG. 17 - Tentative time/distance curve for Vedretta della Mare since beginning of last century.

FIG. 18 - Sketch of evolution and shape and extent of an alpine valley glacier during subsequent Little Ice Age advances, derived from behaviour of Vedretta della Mare. Increase of elevation of lateral moraines and reduction of width of glacier bed caused increase in length of glacier tongue. During first advances of Little Ice Age, glacier terminus was generally broad and flat, while during later advances it was narrower, longer and higher.

FIG. 19 - Vedretta Venezia, right lobe of active snout, seen from large lateral moraine (left). Note morainic arch in formation.

FIG. 20 - Active flow of morainic material in front of Vedretta Venezia. Originating from internal slope of left morainic ridge, it develops in area occupied by dead ice, clearly related to the latter's ablation which impregnates moraines with water. Flow extends for about 100 m with typical arched wrinkles, then continues for another 100 m as a mud flow.

FIG. 21 - Small *kame* terrace near snout of Vedretta del Caresèr, later demolished by melt water.

FIG. 22 - Reconstruction of past glaciers (with contour lines in 100 m altitude intervals). Grey: extent of glaciers and snow covers according to I.G.M. data of 1969. Oblique dotted line in areas 1, 2, 3: glaciers existing in first half of 19th c., poorly defined.

FIG. 23 - Snout of rock-glacier near Cima Lagolungo, at approx. 2 750 m.

FIG. 24 - Polygons (metric size) near Vedretta Rossa lake (3 206 m).

FIG. 25 - Photo-comparison with forms shown in fig. 24. After 40 years there is no evident change in position of major elements round polygons.

FIG. 26 - Polygons NW of Lagolungo (approx. 2 650 m), less than metric in size. Central part is generally not structured.

FIG. 27 - Polygons near Lago delle Marmotte (approx. 2 880 m).

FIG. 28 - Polygons in phyllitic debris near small lake east of Cima Nera, at approx. 3 050 m.

FIG. 29 - Grassy cushions near Lagolungo (approx. 2 600 m), between 0.5 and 1 m in diameter.

FIG. 30 - Fluvioglacial plain of Val Venezia. Background: frontal morainic system of Vedretta della Mare, formed during Little Ice Age. Centre: main glacial stream; left: secondary glacial stream descending at contact between right lateral moraine and rocks.

FIG. 31 - Location of palynologically studied deposits: 1) Prabòn peat deposit; 2) Cielvastrè peat deposit; 3) 1st Malga Mare peat deposit; 4) 2nd Malga Mare peat deposit; 5) 1st Pian Venezia peat deposit; 6) 2nd clayey-peaty deposit of Pian Venezia; 7) Lagolungo peat deposit; 8) silty deposit down-stream from Vedretta del Caresèr; 9) peat deposit near Rifugio Larcher.

FIG. 32 - Stratigraphy of deposits.

TAB. 1 - Val della Mare glaciers.

TAB. 2 - Altitudes (in m a.s.l.) for glaciers of high Val della Mare.

TAB. 3 - Altitudes of highest points of lateral moraines: comparison between Little Ice Age (19th c.) and Late Glacial (numbers in brackets are excluded from averages).