

AUGUSTO BIANCOTTI (\*) & MICHELE MOTTA (\*)

## MORFONEOTETTONICA DELL'ALTOPIANO DELLE MÀNIE E ZONE CIRCOSTANTI (LIGURIA OCCIDENTALE) (\*\*)

**Abstract:** BIANCOTTI A. & MOTTA M., *Morphoneotectonics of the High Plaine of Mânie and surroundings (Western Liguria, Italy)*.

The High Plain of Mânie (in the Finale area, Western Liguria) is mainly constituted by carbonate lithotype, subject to a considerable karst process. While the *karst microlandforms* can be referred to the dynamics of the present slope, the *karst macrolandforms* are similar to those are typical of the tropical karst landscape.

Thanks to a quantitative geomorphologic survey, it has been found out that the morphogenesis of the top surface of the High Plain dates back to a hotter and wetter period than the present one, responsible for the cockpit shape of the biggest karst sags which is still recognizable in spite of re-modelling at later times. This morphogenetic stage has been formed framed in the reconstruction of the post-serravallian evolution of the whole area. Such reconstruction has been achieved through the examination of the hypogeous karst phenomena, the analysis of the 73 karst pits (most of which have been surveyed for the first time), the discovery in some places of Quaternary flora and fauna, the study of the hydrographic grid (thanks to it the apparent contradictions between the indicative parameters of the maturity degree of the basins and the hydrographic not have been explained), the study of a «surface of peaks» extended to most of the surveyed area and of the morphologic steps at the edge of the high plains.

The results can be synthetized as follows: after the settling of the «Pietra di Finale» (Serravalliano) the zone definitely emerges forming a structural high, also emergent during the pliocenic transgression. As in many circummediterranean regions, also in this zone, probably during the Plio-Pleistocene, there was the formation of an erosion glacis, proof of which is the existence of a «surface of peaks». Following the raising movements in that area, the glacis is eroded and a karst high plain forms in the zone of carbonate rocks.

Later, once or more than once, the zone becomes hotter and wetter than it is in the present day with the ensuing formation of cockpits which later are partly dismantled by an erosive phase. This erosive phase transforms the high plain in smaller units such as the Mânie High plain. During a period of standstill of the relative raising movements of the region, the formation of large valley bottoms (the one of the Rio Ponei is still well preserved) takes place together with a series of morphological steps, 100-145 meters above the present sea-level, such as the alluvial deposits of the Ponei.

The re-occurrence of relative raising movements brings to the present situation and to the dismantling of most of the old valley bottoms through a new erosion which has resulted in a rejuvenation of

the whole region. At present this erosive phase is at its final stage. The present erosion process, mostly in the zone formed by metamorphic or quartzitic rocks, is mainly due to antropic causes.

The raising of the region has been accompanied by quaternary eustatic oscillations. Proof of two of them, which may be referred to the Upper Pleistocene, is the existence of fossil deposits at Capo Noli.

KEY WORDS: Karst, Quaternary, Cockpit, Liguria.

**Riassunto:** BIANCOTTI A. & MOTTA M., *Morfoneotettonica dell'Altopiano delle Mânie e zone circostanti (Liguria occidentale)*.

L'Altopiano delle Mânie (Finalese, Liguria occidentale) è costituito prevalentemente da litotipi carbonatici, interessati da vistosi processi carsici. Mentre le *microforme carsiche* sono riferibili alla dinamica del versante attuale, le *macroforme carsiche* sono simili a forme caratteristiche del paesaggio carsico tropicale. Grazie ad uno studio di geomorfologia quantitativa eseguito su di esse, si è appurato che la morfogenesi della superficie sommitale nell'altopiano si è in gran parte compiuta in un periodo più caldo ed umido dell'attuale, a cui si deve la configurazione a *cockpit* delle maggiori depressioni carsiche, ancor oggi riconoscibile nonostante il successivo modellamento. Questo stadio morfogenetico è stato inquadrato in una ricostruzione dell'evoluzione postserravalliana della regione realizzata mediante: lo studio del carsismo ipogeo; l'analisi di 73 cavità carsiche, in gran parte rilevate per la prima volta; la scoperta in alcune località di flore e faune quaternarie; lo studio del reticolo idrografico, in cui sono state chiarite le apparenti contraddizioni fra i parametri indicativi del grado di maturità dei bacini e del reticolo idrografico; lo studio di una «superficie sommitale», estesa a gran parte dell'area, e dei gradini morfologici rilevabili ai bordi degli altopiani.

Il quadro che risulta dalla sintesi di questi studi è il seguente. Dopo la deposizione della Pietra di Finale (Serravalliano), la zona emerge definitivamente, costituendo un alto strutturale e morfologico anche durante l'ingressione pliocenica. Come in molte regioni circummediterranee, anche in questa zona, probabilmente nel Plio-Pleistocene, si forma un *glacis* d'erosione, di cui resta a testimonianza una *superficie sommitale*. In seguito al sollevamento della regione il *glacis* viene eroso, e nelle zone di rocce carbonatiche si individua un altopiano carsico. In uno stadio successivo si realizzano nella regione, una o più volte, condizioni climatiche molto più calde ed umide delle attuali, in cui sull'altopiano si formano i *cockpit*, che sono in seguito parzialmente smantellati da una fase erosiva, che smembra l'altopiano in unità minori, come l'unità delle Mânie. In un momento di stasi nel sollevamento relativo della regione si formano larghi fondovalle (di cui è stato conservato quello del Rio Ponei) e una serie di gradini morfologici, sospesi (come i depositi alluvionali del Ponei) di 100-145 m sul livello marino attuale. Una ripresa del sollevamento relativo porta alla situazione

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino.

(\*\*) Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto Nazionale di Ricerca «Morfoneotettonica» del M.P.I. (Fondi 40%). Gr. Locale Univ. di Torino (Resp. A. Biancotti).

attuale ed allo smantellamento di gran parte dei vecchi fondovalle, tramite un'erosione rimontante che ha causato il ringiovanimento della regione. Attualmente tale fase erosiva è in via d'esaurimento. L'erosione contemporanea, specialmente nelle zone di rocce metamorfiche o quarzitiche, è oggi principalmente legata a cause antropiche.

Il sollevamento della regione è stato accompagnato dalle oscillazioni eustatiche quaternarie, di cui due, riferibili al Pleistocene superiore, sono testimoniate da depositi fossiliferi a Capo Noli.

TERMINI CHIAVE: Carsismo, Quaternario, Cockpit, Liguria.

L'area studiata, che comprende gli altopiani carsici delle Månie e di Campuriundu, ed i bacini idrografici dei Torrenti Sciusa e Noli (Finalese, Liguria occidentale) fino alla loro confluenza nel Mar Ligure, si situa al centro della zona Brianzonese delle Alpi Liguri. Presenta due serie stratigrafiche Brianzonesi «classiche»: una comprendente la Formazione di Ollano e la sua copertura stratigrafica (Brianzonese esterno), estesa a quasi tutta la zona, e l'altra comprendente la Formazione di Murialdo e sua copertura stratigrafica (Brianzonese interno), sovrascorsa sulla prima (VANNOSSI, 1971).

Nella media valle del Torrente Sciusa affiora la Pietra di Finale, complesso essenzialmente del Serravalliano, costituito da sedimenti calcarei di mare poco profondo, trasgressivo sulle unità brianzonesi.

Depositi quaternari di varia origine sono presenti lungo le coste, sugli altopiani e nei fondovalle principali.

## LA TETTONICA

Le due unità brianzonesi (fig. 1) sono:

— l'unità brianzonese esterna di M. Carmo-Rialto, affiorante estesamente e costituente il substrato della copertura meso-cenozoica appartenente alla serie brianzonese di Carpe;

— l'unità brianzonese interna di Pamparato - Murialdo, limitata alla zona del M. Alto e formante un *klippe* sopra l'altra unità.

L'area può essere suddivisa in tre parti di diverso stile tettonico:

1) Zona settentrionale, con il *klippe* di M. Alto e sistemi di faglie che hanno ribassato la zolla di copertura meso-cenozoica di Bric Frabosa.

2) Zona centrale, priva di importanti deformazioni. Il substrato paleozoico forma una grande monoclinale lievemente ondulata, immergente S-SW.

3) Zona meridionale, separata dalla centrale da una grande linea tettonica.

Ne fa parte il piastrone rigido della Pietra di Finale, immune da deformazioni e poggiante su un substrato intensamente deformato da un sistema di anticlinali e sinclinali orientate NNE-SSW. Questo sistema, che si estende fino a Capo Noli, è dislocato da faglie orientate NW-SE e NE-SW, delimitanti a Le Månie una finestra tettonica in cui affiora il Paleozoico. Presso la linea di costa

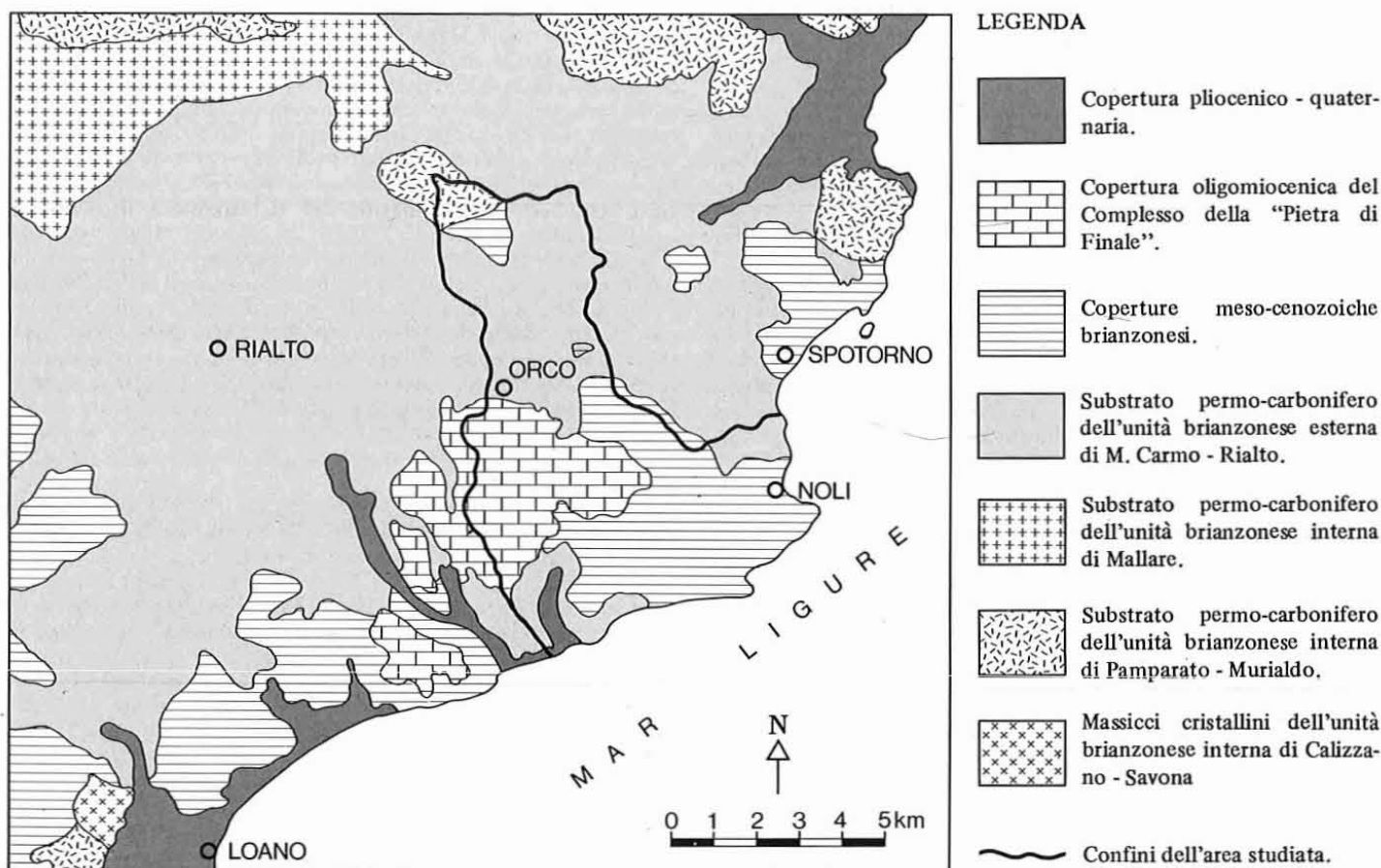


FIG. 1 - Geologia dell'area studiata.

esistono nuovi sistemi di faglie, ancora in parte attivi, che ne controllano l'andamento da Finale a Noli. Appartengono a due sistemi principali WSW-ENE e E-W. Dalla loro intersezione con faglie secondarie risulta una scomposizione della regione in blocchi fra loro dislocati. Appare verosimile che il sistema di faglie costiero si estenda parallelo alla scarpata continentale, qui prossima alla costa, causando la presenza di numerosi gradini morfologici subacquei.

## L'EVOLUZIONE PREPLIOCENICA

Non si conoscono depositi di età anteriore al Carbonifero. Questo è rappresentato da originari sedimenti terrigeni continentali e litorali, in seguito metamorfosati appartenenti alle formazioni eteropiche di Murialdo e Ollano. Di esse solo quella di Murialdo affiora nell'area in studio, con filladi e micascisti quarziferi carboniosi, mentre la Formazione di Ollano, che costituisce il substrato del Brianzonese esterno, compare solo più a Nord.

Nel Carbonifero superiore inizia un'attività vulcanica molto intensa, che porta alla deposizione di una spessa coltre di lave e piroclastiti, intercalate a sedimenti terrigeni. Un debole metamorfismo alpino porterà alla trasformazione: delle lave acide in porfiroidi (Porfiroidi del Melogno); delle lave basiche in prasiniti e scisti vari di basso grado metamorfico, in prevalenza cloritico-epidotici (Formazione di Eze); dei sedimenti terrigeni e delle piroclastiti in sericitoscisti, quarzoscisti, scisti cloritici, gneissici, micascisti (Scisti di Gorra, BONI & *alii*, 1971).

L'attività vulcanica e la sedimentazione proseguono fino al Permiano superiore.

Le differenze tra le rocce terrigene permo-carbonifere ed i depositi quarziticci soprastanti sono più legate alla cessazione dell'attività vulcanica che non a cambiamenti sostanziali di ambiente deposizionale. I depositi quarziticci (quarzareniti e conglomerati quarziticci della Formazione di Monte Pianosa e delle eteropiche Quarziti di Ponte di Nava) sono il primo termine della copertura brianzonese meso-cenozoica, che prende il nome di «Serie di Carpe». Si tratta di depositi di spiaggia, che conservano spesso tuttora le strutture tipiche del loro ambiente di deposizione, molto elaborati, sicché fra i clasti si possono osservare solo rari ciottolotti feldspatici oltre al quarzo.

Probabilmente al termine dello Scitico si ha una parziale o totale emersione dell'area. I depositi quarziticci, infatti, talora (ad esempio a Bric di Crovi e a NE di Varigotti) presentano continuità di sedimentazione con le soprastanti Dolomie di San Pietro dei Monti, tramite l'interposizione di un livello di argilliti giallastre, progressivamente meno ricche in quarzo e più ricche in carbonati verso l'alto. Altrove (caso più comune) i depositi quarziticci sono separati dalle Dolomie di San Pietro dei Monti da una superficie erosionale, il che suggerisce una generale emersione dell'area, che permette la sedimentazione solo in aree limitate.

Nell'Anisico si sviluppa una piattaforma carbonatica con la deposizione di: calcari dolomitici grigi; alternanze di dolomie grige e livelli a laminazione convoluta di calcari marnosi giallastri pulverulenti («pseudoflysch»); localmente brecce dolomitiche, calcari ceroidi e, verso la sommità, marne, calcari marnosi silicei e calcari dolomitici a *Diplopora annulata v. debilis* (determinazione di STREIFF, 1956). La deposizione carbonatica, perdurante nel Ladinico, cessa in corrispondenza ad una lacuna stratigrafica che dura sino alla base del Malm, allorché si forma ed emerge la geoanticlinale brianzonese. Questa fase erosiva porta in alcuni luoghi (Bric Groppino, San Bernardino...) ad una completa elisione dei termini triassici ed alla diretta deposizione dei calcari pelagici del Malm sui termini permocarboniferi. In questo periodo il Brianzonese non costituisce più una geoanticlinale, ma una scarpata continentale collegante i domini «esterni» poco profondi con il dominio Piemontese (DEBELMAS & KERCKHOVE, 1980). In questo periodo si ha la deposizione di una serie lacunosa (del tipo detto «classico»), caratterizzata da un livello basale a facies «marbre de Guillestre», seguito da calcari ceroidi bianchi, rosati o azzurrini del Malm, da una lunga lacuna stratigrafica e dalla successiva deposizione (dal Cretaceo superiore all'Eocene) di sedimenti argilloso-calcarei di ambiente pelagico («Calcschistes planctoniques»), appartenenti alla Formazione di Caprauna. Le caratteristiche di questa serie indicano che la zona corrispondeva ad una ruga secondaria sottomarina (DEBELMAS & KERCKHOVE, 1980).

Con le rocce della Formazione di Caprauna, rese molto scistose dal metamorfismo alpino ed attualmente ben poco diffuse per la facile erodibilità, si chiude la successione brianzonese. Segue l'orogenesi alpina, che causa la laminazione ed il metamorfismo delle rocce brianzonesi ed il sovrascorrimento del Brianzonese interno su quello esterno. Si arriva così alla particolare situazione geografica oligo-miocenica. Tra l'Oligocene inferiore ed il Langhiano il Finalese è occupato da un'ampia insenatura, in cui si depositano i sedimenti terrigeni, argilloso-marnosi, sabbiosi e conglomeratici, che costituiscono il complesso di base della Pietra di Finale, potenti originariamente almeno 200 m.

Nel Langhiano-Serravalliano si forma nel Finalese un nuovo ampio golfo, in cui la subsidenza si accompagna ad una uguale sedimentazione, permettendo la deposizione di oltre 200 m di calcari epineritici bioclastici. Falesie multiple, ancor oggi riconoscibili, almeno in parte, chiudevano questo golfo verso la terraferma. Infine, nel Tortonianesimo la zona emerge definitivamente.

## I DEPOSITI PLIO-QUATERNARI

Nell'area esistono sedimenti quaternari di origine sia continentale sia marina; verranno qui descritte le caratteristiche dei più significativi.

## Depositi continentali

### TERRE ROSSE DI ORIGINE CARSIKA

Formano suoli molto diffusi su tutte le formazioni carbonatiche della zona, e si trovano anche come materiale di riempimento in numerose cavità carsiche. Sul fondo di depressioni di vario tipo, la potenza e la continuità laterale di questi materiali sono ragguardevoli. A seconda dell'origine, possono essere distinte in coltri prevalentemente eluviali o colluviali.

Le terre rosse prevalentemente colluviali si trovano a E di Bric dei Crovi. Qui poggiano su un substrato di calcari marnosi rossastri profondamente alterati e decalcificati, ridotti ad un'argilla porosissima, interessata da frequenti piccoli smottamenti, che hanno dato origine al piede del versante a potenti accumuli, fino a 10 m di spessore.

Le terre rosse eluviali sono più siltose e meno argillose di quelle colluviali; sono anche più potenti, raggiungendo nelle depressioni carsiche spessori di almeno 10-15 m.

Le terre rosse, attualmente ancora in formazione, conservano industrie del Paleolitico inferiore (VICINO, 1982): si tratta quindi di suoli molto antichi, che hanno probabilmente iniziato a formarsi già nel Villanfranchiano «caldo». I depositi di terre rosse rimaneggiate, invece, sono molto più recenti, e derivano dai processi erosivo-deposizionali propri della dinamica del versante attuale.

### CALCARE DI VERZI

Presso Verzi affiora un calcare travertinoso, con strutture stalattitiche. Dai rapporti con le incassanti Dolomie di San Pietro dei Monti e dall'analisi delle strutture stalattitiche, si può dedurre che il travertino rappresenti il riempimento di una grande caverna, a sezione grossolanamente circolare, con un diametro di circa 30 m.

Affioramenti molto simili a quello di Verzi si osservano a monte di Varigotti e sul versante sud-occidentale di Bric Briga; qui, però, esistono sorgenti in cui il travertino si deposita tutt'ora. Va ricordato infine che nelle numerose grotte della regione i depositi travertinosi sono abbondanti.

Per quanto riguarda i rapporti con gli altri depositi superficiali sono da segnalare le comuni eteropie e passaggi graduali fra travertino e breccie di pendio fortemente cementate.

I depositi travertinosi sono troncati verso l'alto in corrispondenza a una superficie d'erosione, di cui sono forse in parte più antichi.

### DEPOSITI DI FRANA

Sono costituiti da accumuli non cementati di grossi blocchi formati da Dolomie di San Pietro dei Monti o da Pietra di Finale. Sono poco comuni e generalmente di scarsa

estensione areale; fa eccezione l'accumulo formatosi sul versante meridionale dell'Altopiano delle Manie, tra Varigotti e Bric Briga, che dà origine ad una sorta di grande conoide ad apice tronco, poco potente, sotto la quale affiorano sovente breccie di pendio fortemente cementate. I blocchi che formano la conoide hanno subito una certa selezione durante il trasporto e soltanto quelli più grandi, con volumi dell'ordine di 500-1000 m<sup>3</sup> e meno fratturati, sono giunti fino in mare.

A Capo Noli è osservabile un accumulo di frana stratificato, in cui la successiva erosione ha scavato un arco naturale. Alla sua base è inciso da un solco di battente a 1,6 m di quota, in cui sono conservati depositi marini; le frane che hanno originato l'accumulo sono quindi precedenti o contemporanee alla prima delle ingressioni marine riconosciute sull'attigua falesia nordorientale di Capo Noli (vedasi paragrafo sui depositi marini pleistocenici).

### DEPOSITI ALLUVIONALI

Depositi alluvionali di una certa potenza si trovano solo nelle valli principali, percorse dai torrenti Noli e Sciusa e dal Rio Ponei.

I depositi del Rio Ponei occupano una valle evidentemente sovradimensionata. L'apporto attuale di sedimenti da parte del torrente è scarsissimo: infatti un inghiottitoio a quota 210 m intercetta le acque provenienti dalla parte alta del bacino, convogliandole in Val Sciusa, mentre nella parte medio-bassa del bacino il deflusso idrico superficiale è fortemente limitato dalla carsificazione dei versanti. Ne consegue che ai sedimenti fluviali alterati si sono mescolate terre rosse, sia di origine eluviale sia colluviale.

I depositi alluvionali dei torrenti Sciusa e Noli sono invece costituiti generalmente da ciottoli ben arrotondati, immersi in una matrice sabbioso-siltosa. A causa della forte antropizzazione non è valutabile con chiarezza il grado di alterazione superficiale, e non sono visibili i rapporti, con ogni probabilità eteropici, con i depositi di spiaggia.

### BRECCIE DI PENDIO

Si tratta di breccie monogeniche ad elementi calcarei o calcareo-dolomitici, con matrice sabbioso-pelitica più o meno cementata da carbonati. Sono molto diffuse, specialmente lungo la costa da Bric Briga a Capo Noli, dove spesso si rinvengono piccole grotte che non di rado ospitano sorgenti. Breccie di pendio molto potenti ed estese si osservano anche sul versante SW di Bric Caré. I clasti delle breccie hanno dimensioni variabili, da centimetriche a decimetriche.

A Capo Noli le breccie, potenti fino a 15 m, sono talvolta dislocate da faglie. Sono inoltre spesso vistosamente eteropiche sia dei depositi tirreniani, sia dei depositi travertinosi. Questo tuttavia non è molto utile per una loro datazione, dato che quasi sicuramente esistono breccie di pendio di età molto diverse ed in alcune zone appaiono fra l'altro ancora in formazione. Derivano generalmente

dalla cementazione di detriti di falda, e non di accumuli di vere e proprie frane (con alcune eccezioni). Contengono spesso *Helix spp.* e *Cyclostoma elegans*.

### Depositi marini

#### DEPOSITI MARINI PLEISTOCENICI

Lungo la costa tra Capo Noli e Punta Crena si rinven- gono in diverse località depositi marini, ospitati da vari tipi di cavità carsiche e da piccole insenature e solchi di battente. I più rappresentativi sono quelli della falesia nord-orientale di Capo Noli, dove sono particolarmente ricchi in fossili, ed è facile correlare fra loro le varie tasche di sedimenti (MOTTA & MOTTA, in stampa).

La successione osservabile è la seguente:

- Breccie monogeniche, forse continentali;
- Breccie e microconglomerati poligenici, situati intorno a 1,6 m di quota in una diaclase ed in un solco di battente formatosi nei Calcarei di Val Tanarello e nelle breccie monogeniche del livello precedente. Contengono una ricca associazione fossile, prevalentemente alloctona, ma comunque indicativa di ambiente litorale; può essere definita una «fauna banale» perché, nonostante sia leggermente diversa dalla fauna attuale della zona, non contiene «ospiti caldi» o «freddi»;
- Sequenza di riempimento di grotta, costituita da peliti, breccie, alabastriti e al tetto localmente raddoppi della parte superiore della sequenza. Breccie e peliti contengono molluschi terrestri. La sequenza è evidentemente legata ad una fase regressiva, in cui i solchi di battente e le cavità carsiche, solo parzialmente riempiti dai sedimenti della precedente ingressione, avevano assunto l'aspetto di piccole grotte.

La sequenza di riempimento è presente anche in un solco di battente rimodellato, posto a 4-5 m sul livello marino attuale, che rappresenta quindi la forma più elevata correlabile con l'ingressione precedente.

- Separate dai livelli precedenti da una superficie d'erosione, breccie poligeniche molto eterometriche, contenenti blocchi provenienti dai livelli precedenti; in esse si trova una ricca fauna di ambiente litorale, fra cui gli «ospiti caldi» *Patella ferruginea* e *Mitra fusca*. Questi sedimenti si sono depositi in rientranze della falesia, protette dall'azione del moto ondoso, a circa 1-4 m di profondità.

All'ingressione marina testimoniata da questi sedimenti è riferibile anche un solco di battente, sospeso sul livello del mare attuale di 6 m.

- Presso la Caverna di Capo Noli le breccie del livello precedente passano a breccie identiche, ma contenenti molluschi terrestri e ossa di vertebrati; altrove si osservano sequenze di riempimento di grotta analoghe a quella precedentemente descritta.

Infine è da notare che le alabastriti della successione descritta, si presentano spesso con numerose piccole dislocazioni, testimoniando un'attività tettonica agente successivamente alla deposizione di questi sedimenti.

#### DEPOSITI DI SPIAGGIA

Sono costituiti da alternanze di ghiaie, ghiaie sabbiose pelitiche e sabbie siltose. Gli strati sono generalmente decimetrici; quelli più profondi sono in genere compattati e talvolta leggermente cementati. Sono inoltre comuni livelli fillitici a *Posidonia*.

Da Finale a Capo Noli, con qualche interruzione, si estende fino a qualche metro di profondità una *beach rock*: è costituita essenzialmente da conglomerati e arenarie di spiaggia, e subordinate bioliti. Sicuramente i conglomerati costituiscono anche il substrato dei depositi di spiaggia. Infatti, nel «Paraggio del Malpasso» (tra Capo Noli e Punta Crena), l'erosione della vecchia spiaggia sabbiosa ha proprio in questi anni messo a nudo strati suborizzontali di *beach rock*.

#### GEOMORFOLOGIA QUANTITATIVA

Allo scopo di acquisire nuove conoscenze dell'area (fig. 2) si è proceduto al calcolo e all'elaborazione di alcuni parametri geomorfico-quantitativi relativi sia ai reticoli e ai bacini idrografici sia alle forme carsiche. Allo stesso fine si è proceduto alla costruzione della carta della superficie sommitale.

#### Analisi dei reticoli e dei bacini fluviali

I valori numerici dei parametri geomorfici calcolati, nonché alcune caratteristiche topografiche e litologiche dei bacini presi in considerazione sono riportati nelle tabb. 1 e 2. Nelle figg. 3, 4, 5 sono rappresentati graficamente alcuni dei più significativi parametri presi in esame (1).

I segmenti di pendenza media degli alvei (fig. 3) relativi alle unità idrografiche prese in considerazione, e riferiti ai singoli ordini delle aste, esprimono andamenti che si avvicinano approssimativamente a curve concave verso l'alto e rivolte verso le quote inferiori nel gruppo di bacini comprendente il T. Sciusa complessivo (I), il R. Barelli (IV), il R. dell'Arma (V), il T. Noli (VI). Si differenzia invece R. Cornei (III), affluente del T. Sciusa. In questo ultimo si osserva un aumento relativo delle pendenze nelle aste degli ordini più elevati, a dimostrare come il tratto distale del reticolo sia interessato da un'erosione più attiva di quello iniziale.

(1) L'erosione al bordo degli altopiani del Finalese fa sì che alcuni sistemi di valloni carsici a fondo piatto facciano parte geograficamente di bacini fluviali, e quindi siano aree esoreiche: il caso è frequente soprattutto per il bacino idrografico del Rio Ponei. In essi tuttavia il deflusso superficiale delle acque è fortemente limitato dal carsismo e, in alcune zone, ne è totalmente inibito. Queste ultime zone, caratterizzate da un forte sviluppo dei processi carsici superficiali, sono perciò solo apparentemente aree esoreiche. Più propriamente potrebbero essere definite come aree pseudo-esoreiche, o come aree equiparabili ad endoreiche, e come tali sono considerate a parte nel calcolo dei parametri geomorfici.

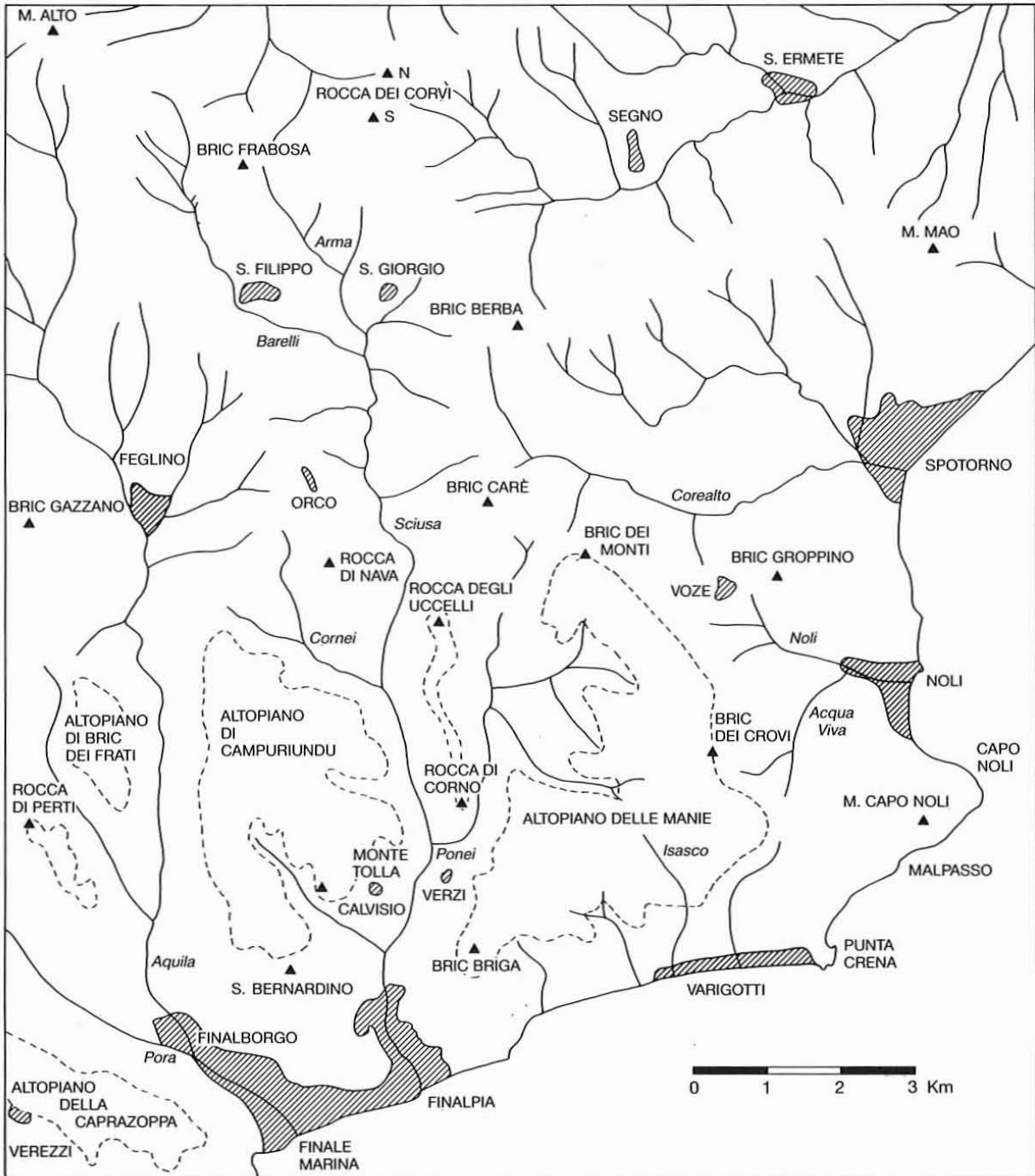


Fig. 2 - Il reticolo idrografico e gli altopiani carsici dell'area studiata.

Anche le curve ipsometriche percentuali costruite per gli stessi areali dimostrano l'esistenza di due situazioni ben differenziate. Nei bacini I, IV, V, VI si rilevano condizioni di media maturità; nei bacini II e III è invece bene evidente una brusca convessità della curva riferita alle fasce altimetriche meno elevate. Al fine di approfondire ulteriormente l'indagine si è proceduto per il R. Ponei alla costruzione di una doppia curva ipsografica: l'una (indicata in fig. 3 con il numero II) riferita alla parte dell'areale non equiparabile ad un'area endoreica; l'altra (indicata con il

numero IIa) riferita a tutto l'areale compreso il settore equiparabile ad un'area endoreica, pari a circa 1/7 della superficie complessiva. Le due curve così ottenute mostrano differenze minime: la forma è praticamente la stessa, la diversità fra i valori I dei rispettivi integrali ipsometrici è soltanto di 0,0125. Dato però che i valori dei due integrali sono molto prossimi al limite fra quelli dei bacini maturi e quelli dei giovanili ( $I = 0,6$ ), la differenza è sufficiente a fare rientrare la curva più comprensiva fra quelle dei bacini allo stadio giovanile, l'altra fra quelle dello stadio ma-

turo. A prescindere da queste ultime osservazioni è interessante notare che nei bacini II e III il valore dell'integrale ipsometrico, ben più elevato che non negli altri, è dovuto al brusco gradino di raccordo fra i due sottobacini e quello ove confluiscono (T. Sciusa). È la situazione propria di bacini recentemente ringiovaniti, in cui la morfologia precedente è ancora conservata su vaste superfici.

La conservatività (fig. 4) dei reticoli riferita ai singoli ordini delle aste è massima nel bacino III, minima nel IV.

Anche in questo caso, seppure con minore evidenza che nei precedenti, si può riconoscere nei bacini II e III una situazione diversa da quella degli altri. Nel R. Ponei e nel Cornei i valori individuati indicano una situazione di conservatività maggiore che non negli altri. Poiché il significato di tale parametro, che può variare da 0 a  $\infty$ , consiste nell'indicare il numero minimo dei segmenti necessari per raggiungere il più alto ordine gerarchico compatibile con il sistema, si può concludere che i reticoli del R. Ponei e

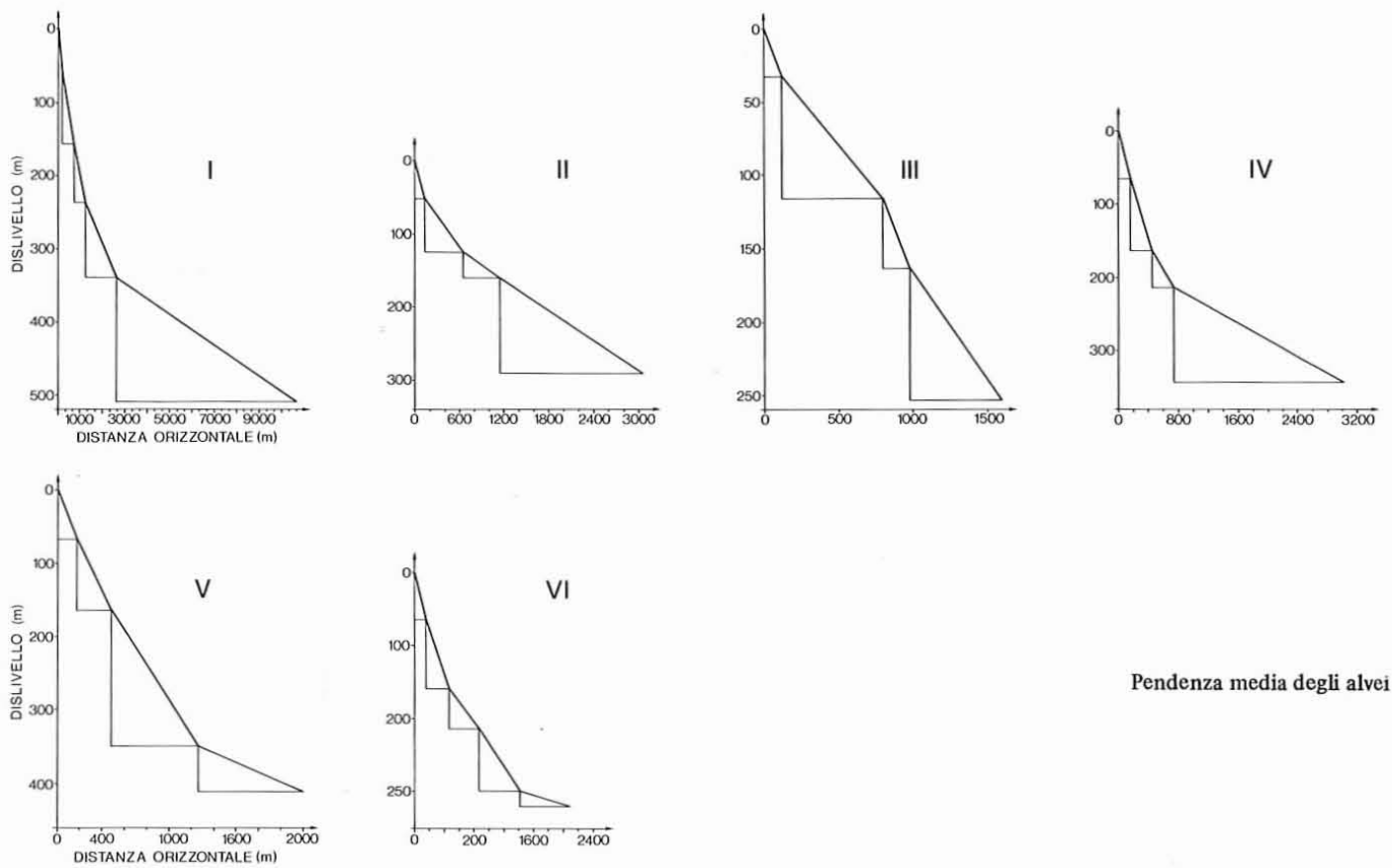
BACINI e SOTTOBACINI	AREA km <sup>2</sup>	QUOTA MAX. m s.l.m.n.	QUOTA CHIUS. m s.l.m.n.	SUPERFICI AFFIORANTI DELLE PRINCIPALI LITOLOGIE (km <sup>2</sup> )								
				M.SC.	M.M.	QZ.	D.&C.	C.m.C.	Sc.C.	C.B.	P.d.F.	A.&S.
I-SCIUSA TOT.	25,15	840	0	10,25	0,10.	0,46	5,37	0,43	0,17	0,09	7,78	0,50
II-PONEI	5,90	481,8	33,0	0,05	—	0,11	3,50	0,01	0,09	—	2,14	—
III-CORNEI	1,63	421,6	73,0	0,22	—	—	—	—	—	0,08	1,33	—
IV-BARELLI	3,09	840	141,5	2,53	—	0,09	0,47	—	—	—	—	—
V-DELL'ARMA	2,88	785	141,5	2,68	0,01	—	0,19	—	—	—	—	—
VI-NOLI	2,73	387	0	0,28	0,79	1,12	0,43	0,04	—	—	—	0,07

Tab. 1 - Principali bacini e sottobacini dell'areale studiato. Di ciascuno di questi sono riportati: area totale, quote massime e quote di chiusura, aree complessive d'affioramento delle litologie presenti, M.SC. = metamorfiti scistose; M.M. = metamorfiti massicce; QZ. = rocce quarziti-liche; D.&C. = rocce calcareo-dolomitiche; C.m.C. = calcari micritici e ceroidi; Sc.C. = scisti calcarei; C.B. = Complesso di base della Pietra di Finale; P.d.F. = Pietra di Finale; A.&S. = depositi alluvionali e di spiaggia.

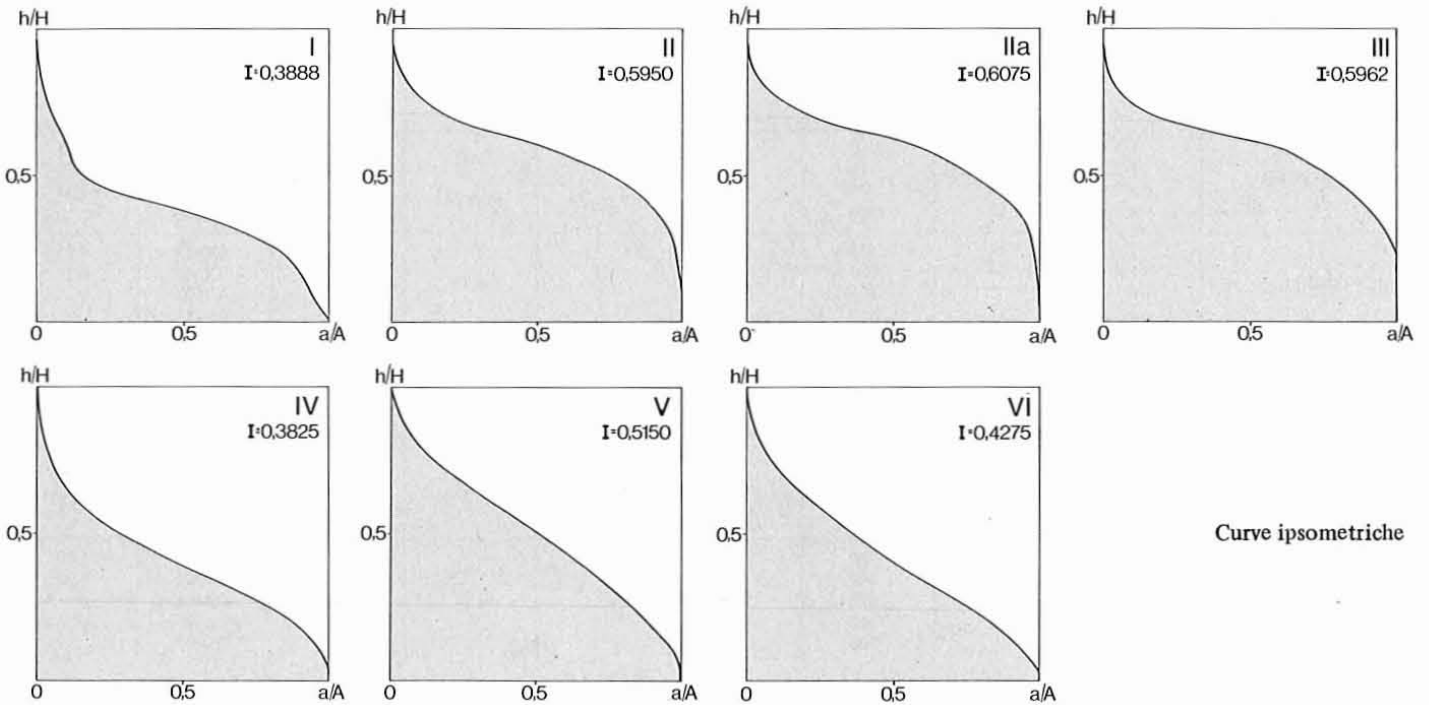
BACINI e SOTTOBACINI	u	N	$\bar{L}(m)$	$\bar{Rb}$	F	D	M	$\bar{P}$	S
I-SCIUSA TOTALE	1	269	160	4,06	10,70	3,80	0,740	0,363	0,92
	2	70	420					0,240	1,19
	3	16	540					0,155	1,00
	4	4	1480					0,071	1,00
	5	1	8100					0,021	
II; IIa <sup>(1)</sup> -PONEI	1	45	150	3,31	8,82	3,42	0,754	0,334	0,35
	2	13	510					0,145	0,63
	3	4	510					0,069	1,00
	4	1	1900					0,068	
III-CORNEI	1	14	110	2,50	8,59	3,33	0,775	0,264	0,75
	2	4	680					0,124	0
	3	2	190					0,250	0
	4	1	620					0,145	
IV-BARELLI	1	70	150	4,24	22,65	5,94	0,642	0,449	1,19
	2	16	330					0,290	1,67
	3	3	310					0,165	0,50
	4	1	2300					0,057	
V-ARMA	1	41	190	3,46	14,24	5,02	0,564	0,356	0,87
	2	11	280					0,317	0,84
	3	3	780					0,239	0,50
	4	1	940					0,064	
VI-NOLI	1	40	160	2,65	14,65	4,74	0,652	0,421	1,00
	2	11	320					0,290	0,35
	3	4	420					0,130	0
	4	2	560					0,150	0
	5	1	700					0,029	

(1) Valori riferiti al R. Ponei considerato con le aree equiparabili ed endoreiche.

Tab. 2 - Valori dei parametri geomorfici presi in considerazione. u = ordine delle aste; N = numero delle aste riferito ai vari ordini;  $\bar{L}(m)$  = lunghezza media delle aste (in metri);  $\bar{Rb}$  = rapporto di biforcazione fra i segmenti di ordine u e quelli di ordine u + 1; F = frequenza dei canali intesa come rapporto fra le aste N<sub>i</sub> e l'area del bacino; D = densità di drenaggio data dal rapporto fra la lunghezza totale delle aste e l'area del bacino; M = rapporto di Melton fra la frequenza dei canali F e il quadrato della densità di drenaggio D<sup>2</sup>;  $\bar{P}$  = rapporto fra dislivello e lunghezza medi, riferiti ai singoli ordini delle aste; S = valori di conservatività dati da 1/2  $\bar{Rb} - 1$ .



Pendenza media degli alvei



Curve ipsometriche

FIG. 3 - Pendenza media degli alvei  $P$  e curve ipsometriche dei principali bacini e sottobacini dell'area. I = Torrente Sciusa; II = Rio Ponci; IIa = Rio Ponci considerato con le aree equiparabili ad endoreiche; III = Rio Cornei; IV = Rio Barelli; V = Rio dell'Arma; VI = Torrente Noli.

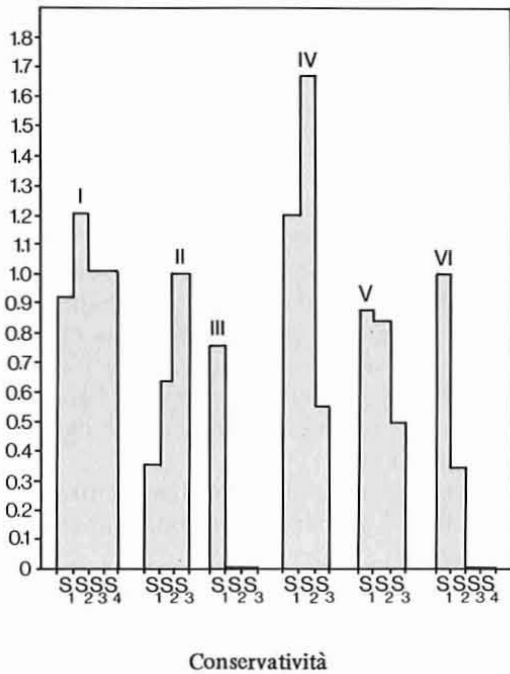


FIG. 4 - Valori della conservatività dei principali bacini e sottobacini dell'area in esame. I numeri romani, che indicano le singole unità idrografiche, hanno le stesse corrispondenze della fig. 3.

del Cornei sono più organizzati di quelli delle altre unità idrografiche.

Il grafico relativo alla densità di drenaggio  $D$  (lunghezza delle aste/area del bacino), alla frequenza dei canali  $F$  (numero delle aste di 1° ordine/area del bacino) e al rapporto di Melton  $M$  ( $F/D^2$ ) aggiunge nuovi dati al quadro che si sta formando (fig. 5). Nei bacini II e III (compreso il IIa) la densità di drenaggio è più bassa in conseguenza del prevalere del fenomeno carsico; sale negli altri in ragione del prevalere nel substrato di litologie meno permeabili. Anche l'andamento relativo della curva riferita alla frequenza dei canali, per le stesse ragioni, indica il crescere dei valori in relazione al tipo di substrato. Al contrario la curva dei rapporti di Melton dimostra una progressiva riduzione del valore del parametro passando dai bacini carsici a quelli impostati in rocce non carbonatiche. Tale parametro è funzione «dello stadio di evoluzione morfologica del bacino più che non dello stato di gerarchizzazione del reticolo» (FORNI & FRANCESCHETTI, 1981); valori più bassi sono indicativi di una struttura piuttosto semplice del reticolo e di una modesta organizzazione gerarchica, valori via via più elevati sono invece dimostrativi di una migliore organizzazione del reticolo e quindi di una maggiore maturità. Ne consegue che i bacini II e III risultano più maturi che non gli altri.

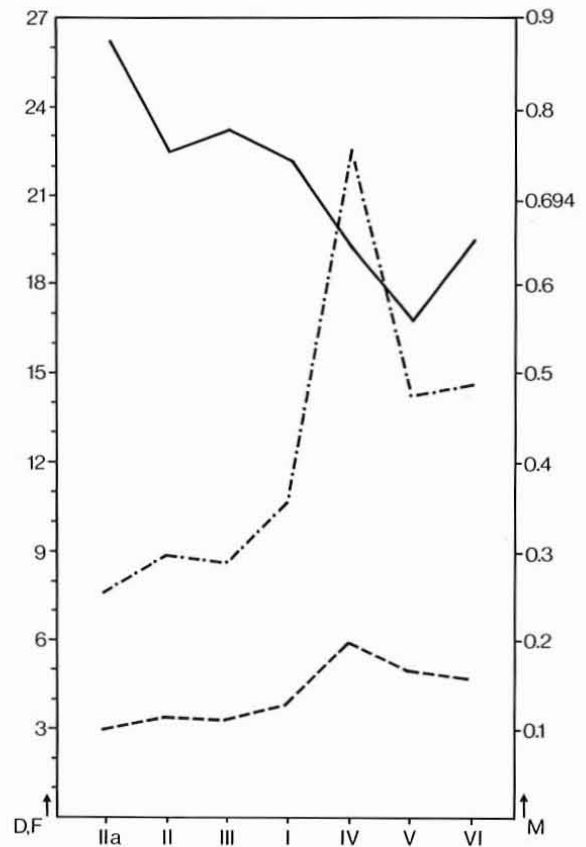
L'insieme dei parametri geomorfici presi in considerazione concorre in modo armonico a dimostrare che tutto l'areale preso in considerazione si trova in una fase di erosione iniziata in tempi relativamente recenti e non ancora

conclusa. Tale fase si trova in un momento più avanzato nei bacini con substrati meno permeabili (I esclusi i sottobacini II e III, IV, V, VI), mentre invece risulta ritardata in quelli carsici (II e III). In questi ultimi si contrappone una zona terminale, collegata con il livello di base provvisorio rappresentato dal T. Sciusa, particolarmente incisa, ove l'erosione rimontante è molto attiva, ed una zona iniziale, ove è ancora ben conservata una morfologia e un reticolo residuale, riferito a stadi evolutivi precedenti il ringiovanimento.

#### Analisi delle macroforme carsiche

L'analisi morfometrica delle forme carsiche ha interessato in primo luogo le cavità ipogee.

È verosimile ammettere che, in assenza di livelli stratigrafici particolari, tali da creare rilevanti discontinuità litologiche, l'addensamento delle cavità ipogee in fasce altimetricamente definite corrisponda alla presenza di spe-



#### LEGENDA

- D : densità di drenaggio (L/A)
- · - · - F : frequenza dei canali (N<sub>1</sub>/A)  
(riferiti alla scala indicata in ordinata sinistra)

FIG. 5 - Densità di drenaggio, frequenza dei canali e rapporto di Melton dei principali bacini e sottobacini dell'area. I numeri romani, che indicano le singole unità idrografiche, hanno le stesse corrispondenze della fig. 3.

cifici livelli di base carsici. Dall'istogramma della fig. 6 appare evidente che non esistono in pratica livelli privi di grotte. Tuttavia sono ben riconoscibili due intervalli di massimo addensamento: uno compreso fra le quote 280 e 160 m s.l.m.m., ed uno meno ampio che dal livello del mare sale fino a 60 m al di sopra di questo. Quest'ultimo intervallo, ove la massima frequenza corrisponde alle quote più basse, coincide evidentemente con il livello di base carsico attuale. Per l'intervallo superiore il discorso è più complesso. Sicuramente uno dei motivi dell'addensamento è che la base stratigrafica della Pietra di Finale si pone a quote comprese fra i 150 e i 160 m s.l.m.m. Non si possono tuttavia invocare cause analoghe per l'addensamento al tetto del livello, al di sopra del quale la Pietra di Finale sussiste, ma priva o quasi di cavità ipogee. Pertanto è proponibile l'ipotesi che tale concentrazione sia dovuta alla permanenza per tempi più lunghi di un antico livello di base carsico, che è sceso progressivamente nel tempo.

L'analisi morfometrica delle cavità epigee ha interessato le seguenti forme:

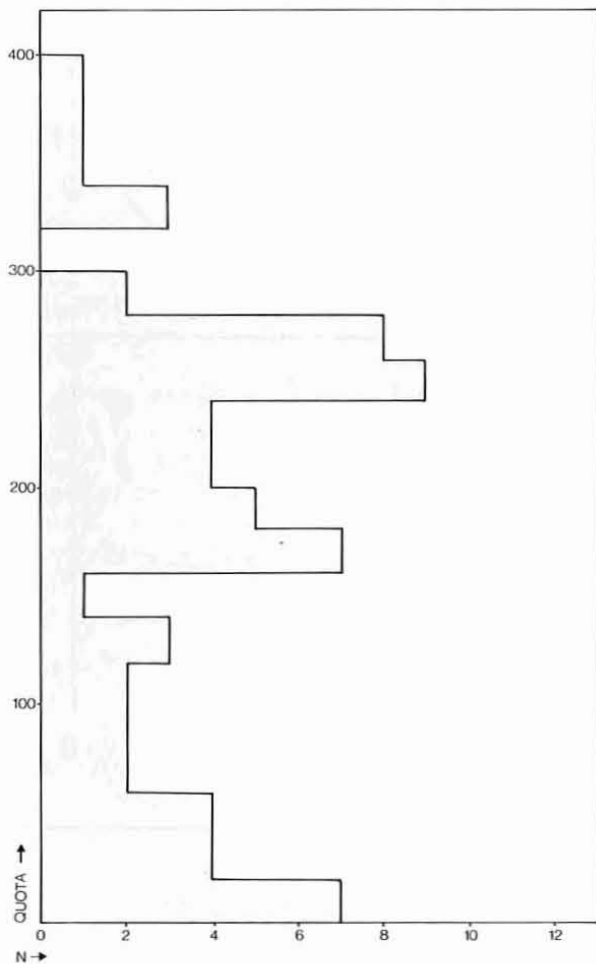


FIG. 6 - Istogramma rappresentante le frequenze delle cavità carsiche ipogee in funzione della quota sul livello medio marino. In ascisse è indicato il numero delle cavità, in ordinate la quota sul livello marino.

## COCKPIT

I *cockpit* degli altopiani delle Manie e di Campuriundu sono delle grandi depressioni carsiche, costituite da sistemi raggiati di valloni a fondo piatto convergenti verso una piana centrale in cui spesso si apre un inghiottitoio. Il *cockpit* è delimitato da colline emisferiche o cupuliformi separate da selle. Generalmente i valloni si presentano ramificati; il loro fondo è colmo di terra rossa e presenta un raccordo brusco con il versante, spesso marcato da pareti testimonianti processi di corrosione marginale. Il raccordo brusco che si ripete in tutte queste forme presenti nell'area in esame permette di misurare i seguenti parametri del fondo dei valloni: larghezza, lunghezza, dislivello e quota minima.

Nei *cockpit* molto evoluti la piana centrale si allarga fino a raggiungere grandi dimensioni, com'è il caso della Piana d'Isasco.

## UVALA

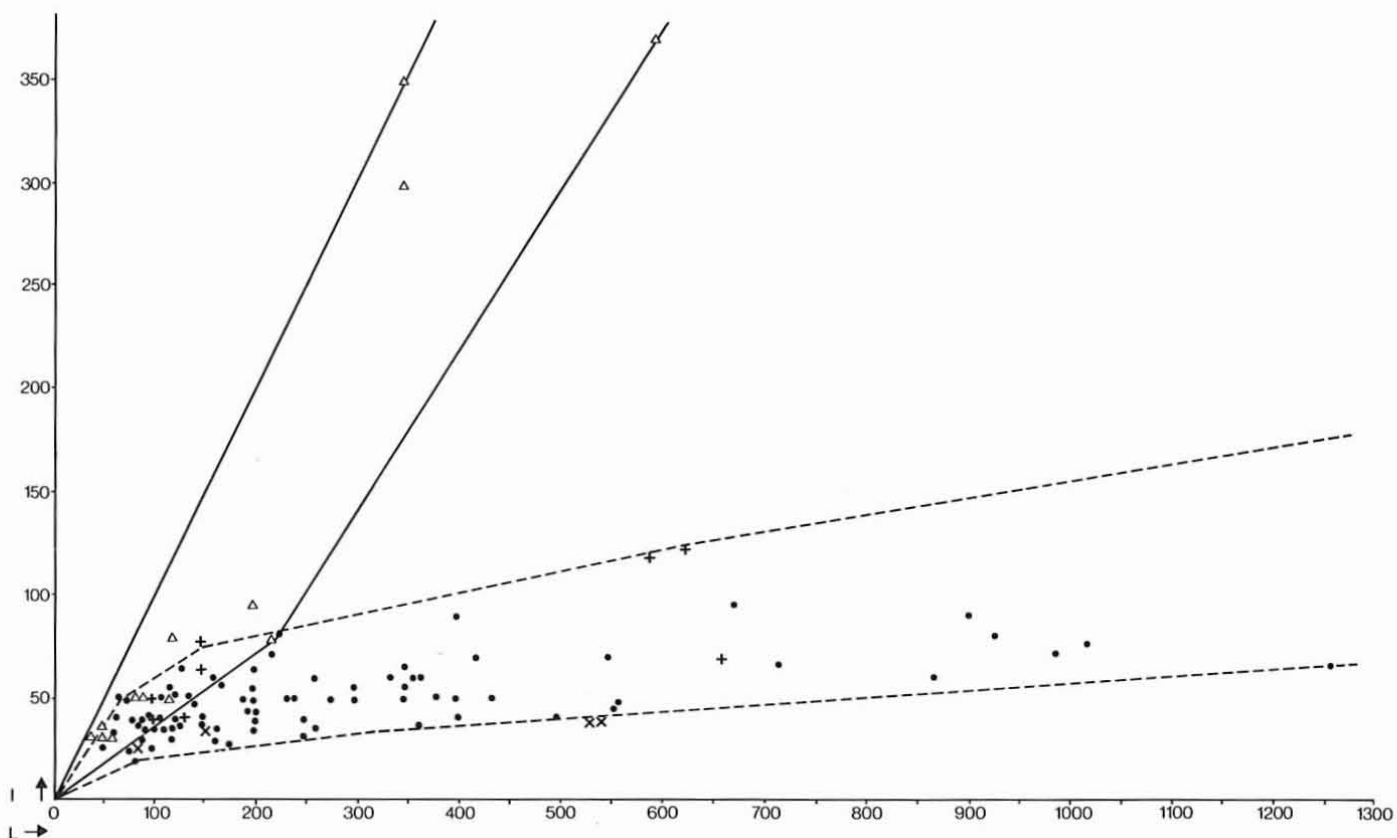
Nel Finalese questo termine è utilizzabile nell'accezione di «grande depressione carsica influenzata da situazioni strutturali locali» (CASTIGLIONI, 1979). Nell'area ne esiste una sola, che si è formata in corrispondenza a una sinclinale (fig. 7). Presenta contorni sinuosi ed una morfologia analoga a quella delle piane centrali dei *cockpits*, pur mancando i valloni in essa convergenti. I parametri morfologici misurati sono indicati nella fig. 8. Pure la Piana d'Isasco coincide con una sinclinale. Dalla valutazione dei parametri morfologici che la concernono si è osservato che essa si evolve in modo del tutto analogo a un'uvala.

## DOLINE

Le doline degli altopiani del Finalese sono distinguibili in due gruppi:



FIG. 7 - L'uvala dell'Altopiano delle Manie, nel suo settore centrale.



LEGENDA

- △ Doline, uvala.
- + Valloni a fondo piatto dei cockpit.
- Valloni a fondo piatto degli altipiani carsici.
- × Valloni a fondo piatto fluviocarsici del bacino di Monte Tolla.

- Limiti della parte di diagramma racchiudente il 100% dei punti relativi a doline, uvala e Piana di Isasco. Questi limiti sono stati realizzati tracciando delle rette che, partendo dall'origine, congiungono i punti più esterni della popolazione. Non hanno un significato statistico preciso, ma visualizzano bene la popolazione relativa e danno un'idea dell'evoluzione morfometrica delle macroforme del gruppo.
- Limiti analoghi ai precedenti, racchiudenti il 100% dei punti relativi ai valloni a fondo piatto degli altipiani carsici.

FIG. 8 - Rapporto fra lunghezza L (in ascisse) e larghezza l (in ordinate) delle macroforme carsiche epigee.

1) Doline di soluzione normale con «fondo a piatto». Il fondo è colmo di terra rossa e si raccorda bruscamente al versante, analogamente a quanto capita nelle depressioni carsiche descritte precedentemente: sono quindi misurabili tutti i parametri morfometrici prima citati.

2) Doline a imbuto, di piccole dimensioni e di genesi incerta (doline di soluzione normale o forse di crollo). Si aprono sul fondo di altre macroforme carsiche.

Nell'analisi morfometrica si è fatto riferimento ai seguenti rapporti fra i parametri prima indicati:

1) Rapporto fra lunghezza (L) e larghezza (l) delle forme.

La distribuzione delle forme in funzione di questo rapporto è rappresentata nella fig. 8. Se ne ricava che esistono due ben distinti gruppi di forme: quelle a sviluppo circa equidimensionale (doline e uvala), e quelle in cui tende ad aumentare sempre più la lunghezza rispetto alla larghezza (valloni a fondo piatto). Fra queste ultime si può notare come i valloni dei cockpit non differiscano dagli altri: ciò fa pensare che anche i valloni che non sono parte di

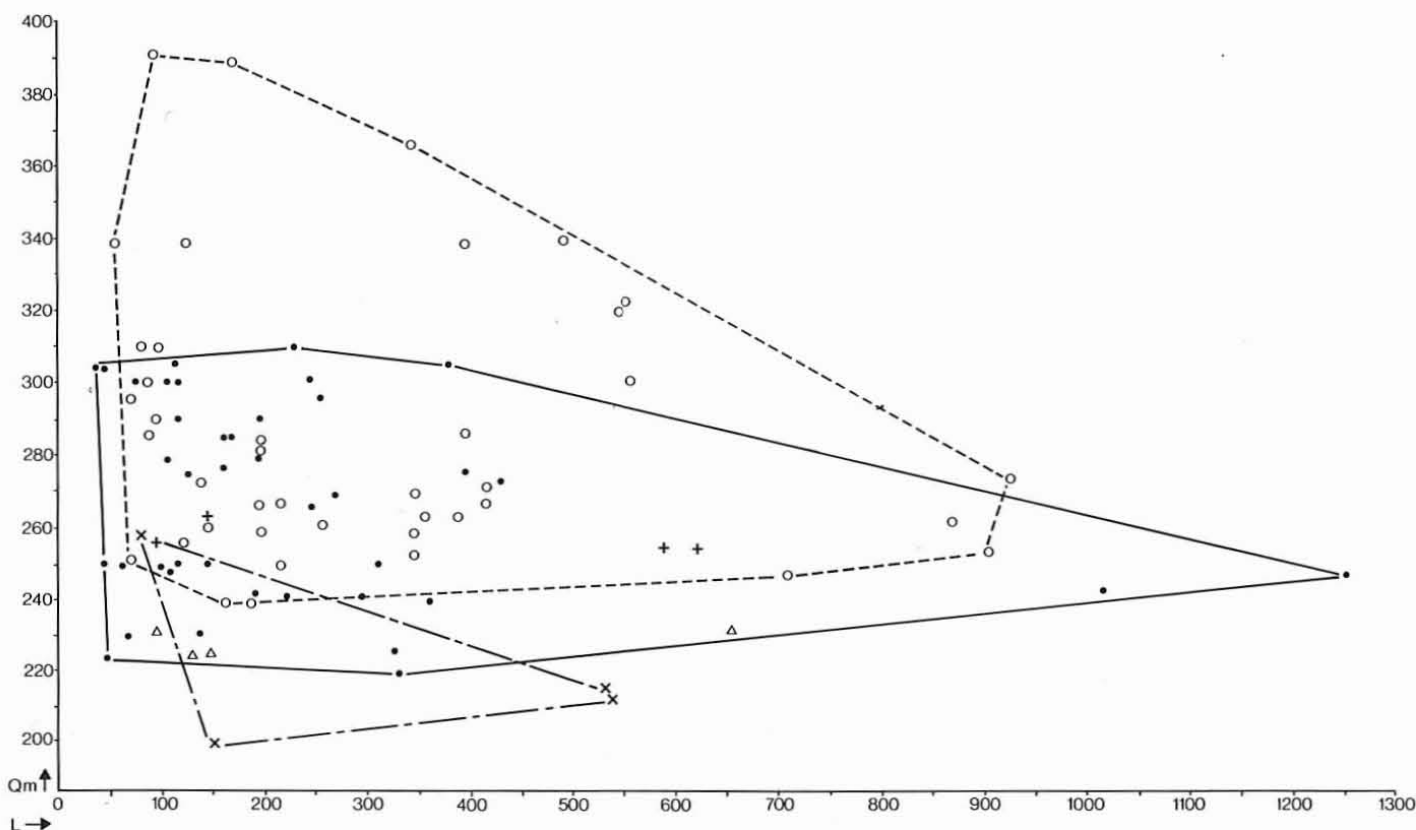
depressioni provengano da originari cockpit smembrati dall'erosione.

2) Rapporto fra lunghezza (L) e quota minima (Qm) delle forme.

La distribuzione delle forme in funzione di questo rapporto è rappresentata dalla fig. 9. Da essa si ricava che non esiste una relazione precisa fra i due parametri; tutti i valloni a fondo piatto impostati sulle Dolomie di S. Pietro ai Monti si raggruppano però in un ambito bene individuabile, e la stessa situazione si verifica per i valloni a fondo piatto della Pietra di Finale. Ciò da un lato conferma quanto indicato dal rapporto 1), dall'altro indica che lo sviluppo dei valloni a fondo piatto è influenzato dalla litologia sulla quale si impostano.

3) Rapporto fra lunghezza (L) e dislivello (D).

Ancora una volta (fig. 10) doline e uvala non mostrano alcuna relazione omogenea fra i due parametri considerati. Nei valloni a fondo piatto il dislivello cresce con la lunghezza secondo una relazione approssimativamente



LEGENDA

- Valloni a fondo piatto impostatisi sulla Pietra di Finale.
- △ Valloni a fondo piatto del cockpit di San Bernardino.
- + Valloni a fondo piatto del cockpit delle Manie.
- Valloni a fondo piatto impostatisi sulla Dolomia di San Pietro dei Monti.
- × Valloni a fondo piatto fluvioarsici del bacino di Monte Tolla.

- Limiti della parte di diagramma racchiudente il 100% dei punti relativi ai valloni impostatisi sulla Pietra di Finale. I limiti sono stati realizzati tracciando delle rette che congiungono i punti più esterni della popolazione.
- - - Limiti analoghi ai precedenti, racchiudenti il 100% dei punti relativi ai valloni impostatisi sulle Dolomie di San Pietro dei Monti.
- · - Limiti analoghi ai precedenti, racchiudenti il 100% dei punti relativi ai valloni fluvioarsici del bacino di Monte Tolla.

FIG. 9 - Rapporto fra lunghezza L (in ascisse) e quota minima Qm (in ordinate) delle macroforme carsiche epigee.

lineare. Ciò fa pensare che i valloni a fondo piatto originino per erosione regressiva a partire da un livello di base costituito da un punto di assorbimento centrale che si abbassa per corrosione contemporaneamente all'evolversi della forma. Ne deriva una possibile attribuzione di coetaneità delle maggiori depressioni e la non rilevanza del loro sviluppo lineare nel definire il tempo di formazione.

4) Orientazione dei valloni a fondo piatto dell'altopiano delle Manie (impostato prevalentemente nella Dolomia di S. Pietro ai Monti) e di Campuriundu (impostato nella Pietra di Finale). La misurazione del parametro (fig. 11, A e C) mostra la netta prevalenza dell'orientazione verso Sud.

Le ipotesi adducibili per spiegare una particolare orientazione dei valloni sono sostanzialmente due:

- controllo dovuto a strutture lineari orientate N-S;
- controllo dovuto ad un originario drenaggio verso Sud, visto che la genesi dei valloni presuppone anche una compo-

nente dovuta allo scorrimento dell'acqua di precipitazione.

La prima ipotesi non è sostenibile in quanto non esistono sistemi di faglie o fratture che seguano l'orientamento indicato. A maggiore conferma si può notare l'asimmetria dello sviluppo delle forme e della loro frequenza (parametro misurato per l'altopiano delle Manie nella fig. 11, B) nei due versi opposti della direzione dominante.

È invece sostenibile la seconda ipotesi, che collega lo sviluppo delle forme all'esistenza di una primitiva inclinazione di tutto l'altopiano carsico verso Sud.

*La carta della superficie sommitale*

Per la costruzione della carta sono state selezionate le cime aventi le seguenti caratteristiche:

- a) precisa individualità. Sono state scartate le elevazioni secondarie;

b) altezza maggiore di 250 m, per eliminare le cime individuatesi in tempi successivi alle fasi iniziali dell'epirogenesi postpliocenica (ROVERETO, 1934).

La carta riportata in fig. 12 dimostra l'effettiva esistenza di una superficie sommitale, leggermente inclinata verso S con pendenze medie inferiori al 4,5%, situata fra le isoipse di quota 550 e 260 m s.l.m.m. Le cime tangenti al piano ricavato rappresentano con ogni probabilità i testimoni di una forma originaria pressoché piatta e debolmente inclinata verso Sud.

Si possono ipotizzare tre possibilità di genesi della forma primitiva:

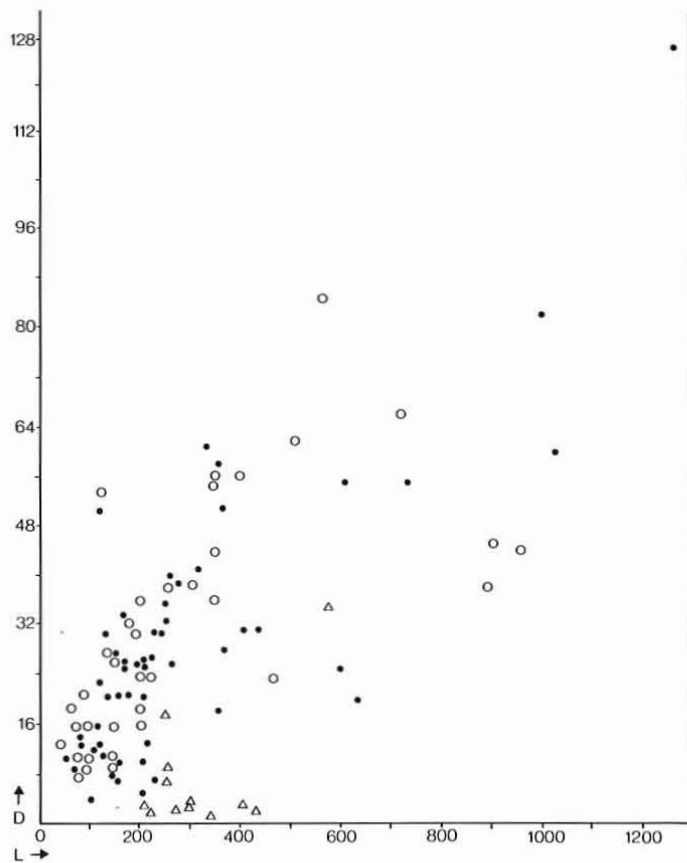
- 1) origine da una superficie debolmente inclinata e non deformata tettonicamente;
- 2) origine da una superficie debolmente inclinata e successivamente sollevata;
- 3) origine da una superficie tendente al piano orizzontale successivamente basculata.

La prima ipotesi è difficilmente sostenibile, in quanto non è possibile individuare un agente genetico né un processo erosivo in grado di creare la forma senza risentire dell'influenza del vicino livello di base marino, notevolmente più depresso rispetto alla forma stessa.

La terza ipotesi porta a pensare ad una piana costiera successivamente sollevata e basculata. In questo caso la regolarità della forma potrebbe essere correlata o alla superficie deposizionale primitiva oppure a un'originaria superficie d'erosione. Il primo caso è da escludere in quanto la ricostruzione del piano debolmente inclinato fa riferimento ad affioramenti in roccia. Il secondo non è escludibile in assoluto, anche se appare molto improbabile date le caratteristiche della dinamica costiera circummediterranea.

La seconda ipotesi induce a supporre l'esistenza di un *glacis* d'erosione successivamente sollevato.

Dall'analisi delle tre possibilità risulta comunque proponibile che la superficie sommitale individuata corrispondesse ad una superficie d'erosione successivamente solle-



LEGENDA

- △ Doline, uvala.
- Valloni a fondo piatto impostatisi sulla Dolomia di San Pietro dei Monti, compresi quelli facenti parte del cockpit di Manie.
- Valloni a fondo piatto impostatisi sulla Pietra di Finale, compresi quelli facenti parte del cockpit di San Bernardino.

Fig. 10 - Rapporto fra lunghezza L (in ascisse) e dislivello D (in ordinate) delle macroforme carsiche epigee.

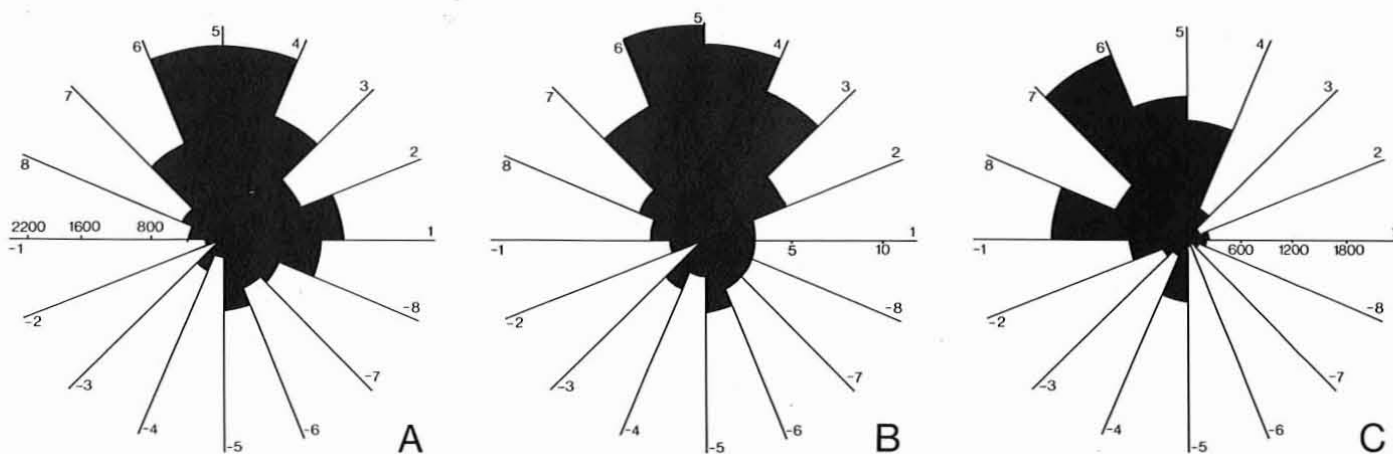


Fig. 11 - Diagrammi areolari rappresentanti l'orientazione dei valloni a fondo piatto dell'Altopiano delle Mànie (A) e di Campuriundu (C). In B è rappresentata la frequenza delle forme in relazione alla loro orientazione. Sull'asse orizzontale è riportata la lunghezza in metri delle singole forme. I valloni a fondo piatto sono orientati prevalentemente verso Sud (l'orientazione si legge dall'esterno verso il centro del diagramma). L'asimmetria dello sviluppo delle forme e della loro frequenza nei due versi opposti della direzione dominante (diagramma B) dimostra come la genesi dei valloni non sia collegabile a strutture lineari, ma a una componente legata allo scorrimento delle acque.

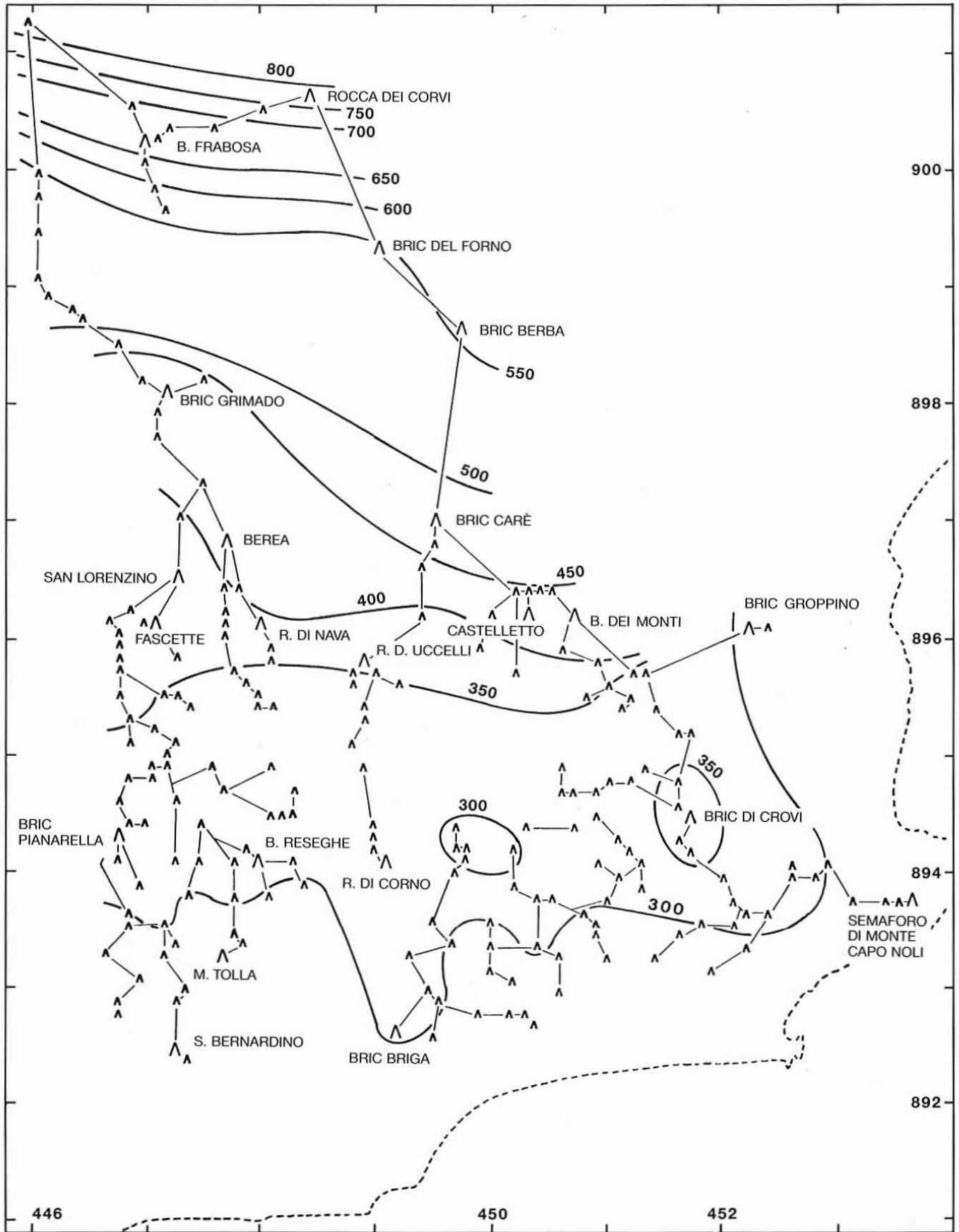


Fig. 12 - Carta della superficie sommitale.

vata. Tale superficie potrebbe corrispondere ad un antico *glacis* d'erosione.

## EVOLUZIONE POSTMIOCENICA DELLA REGIONE

Dall'analisi della morfologia e dei depositi postmiocenici si possono ricostruire le tappe dell'evoluzione plioquaternaria della regione. Questa può essere suddivisa in stadi successivi.

inferiore-medio, sono completamente assenti. Il fatto può essere spiegato immaginando che la costa del Finalese si presentasse con lunghe falesie continue, e che eventuali tasche di sedimenti, depositatesi in rientranze della costa, siano state asportate dall'erosione.

La zona in questo periodo era in stasi o in sollevamento, mentre il sistema di faglie costiero continuava la sua attività che era probabilmente iniziata nel Miocene. Le faglie avevano sia una componente verticale, sia una trascorrenza destra, ed individuavano un alto strutturale separante il bacino di Albenga-Loano da quello di Savona.



Fig. 13 - L'Altopiano di Campuriundu visto da Est. Sono visibili le colline cupoliformi, delineanti una superficie delle vette (superficie sommitale). Dietro a sinistra, l'Altopiano della Caprazoppa; sullo sfondo le Alpi Liguri.

### STADIO 0 - PRIMA DELLA FORMAZIONE DEL GLACIS

Comprende il periodo compreso fra le linee della deposizione della Pietra di Finale (Serravalliano) e la formazione del *glacis* plioleistocenico (Stadio 1, descritto successivamente). Non ha lasciato alcuna traccia riconoscibile; tuttavia la presenza di depositi pliocenici a W e NE dell'area permette di ricostruirne sommariamente le vicende geodinamiche. Dopo la totale emersione della zona nel Tortoniano (BONI & alii, 1980), nel Pliocene si ha una nuova fase trasgressiva che interessa una costa alta, solo raramente interrotta dagli sbocchi vallivi e da piccole pianure costiere. Nella Liguria occidentale i sedimenti pliocenici si depositano soltanto in piccoli lembi allungati lungo la costa (Lembo di Boissano, il più vicino di quelli a W del Finalese), o allo sbocco di grandi vallate (Lembo di S. Ermete, il più vicino di quelli a NE del Finalese).

Nella nostra zona questi sedimenti, datati al Pliocene

### STADIO 1 - FORMAZIONE DI UN GLACIS D'EROSIONE

La presenza in gran parte dell'area di una superficie sommitale (fig. 13) prova l'esistenza nel passato di una superficie d'erosione debolmente inclinata verso S, e pressoché priva di depositi superficiali: nella cavità e nelle depressioni carsiche sviluppatesi subito al di sotto di essa mancano ciottoli di provenienza alloctona. Da quanto detto si può ragionevolmente ipotizzare che essa costituisse un *glacis* d'erosione (fig. 19). Poiché la superficie d'erosione rappresenta la più antica forma riconosciuta nella zona, e poiché è sicuramente di età posteriore al Serravalliano (dato che è estesa anche alla Pietra di Finale), il suo periodo di formazione può essere considerato come lo «Stadio 1» dell'evoluzione postmiocenica.

L'età del *glacis* può essere dubitativamente attribuita, per analogia con quella dei *glacis* riconosciuti nell'Europa meridionale e nel Nord Africa (Valle del Rodano, Costa

Azzurra, Corsica, Algeria, Langhe) e descritti da BIROT (1949), CAILLEUX & TRICART (1969), GABERT (1962), PERODON (1957), al Plio-Villafranchiano, ovvero a quel periodo in cui in queste zone prevalsero le condizioni bioclimatiche favorevoli ai processi di erosione areale su vasta scala (BIANCOTTI, 1981).

## STADIO 2 - PRIMA FASE DEL SOLLEVAMENTO DELLA ZONA

### *Stadio 2a - Tracce del sollevamento alla sommità degli altopiani carsici*

Il primo sollevamento della zona di affioramento delle rocce carbonatiche è causa della formazione di un grande altopiano, lungo più di 10 km e largo più di 5, sul quale si sviluppa ben presto il carsismo superficiale con la genesi di depressioni chiuse. L'altopiano è successivamente dissezionato da valli fluviali allogeniche (vedasi Stadio 2b), ma all'interno dei piccoli altopiani in cui viene suddiviso i processi carsici continuano ad operare indisturbati, mancando quasi completamente un'idrografia superficiale anche durante i periodi più umidi: ciò è dimostrato dall'assenza di paleovalvei.

La maggior parte delle macroforme carsiche degli altopiani si presentano attualmente come *cockpit* o relitti di *cockpit*, ma possono anche essersi originariamente formate come semplici doline evolute successivamente in *cockpit*. Che l'evoluzione delle macroforme sia stata complessa è dimostrato fra l'altro dalla presenza di «terrazzi carsici», ovvero di relitti di depressioni carsiche smantellate dall'erosione. Questi terrazzi e la disposizione relativa degli altri tipi di macroforme indicano che probabilmente sugli altopiani sono avvenuti complessi fenomeni di «cattura», in cui alcune depressioni carsiche, ed in particolare i *cockpit*, si sono accresciute a spese di altre. All'interno degli altopiani, dove le depressioni non sono ancora state raggiunte dall'erosione rimontante, i *cockpit* e le altre macroforme carsiche continuano ad accrescersi tutt'ora: sono ben evidenti i segni di corrosione marginale al bordo dei valloni, l'inghiottitoio centrale del *cockpit* dell'Altopiano delle Mànie è ancora attivo. Da quanto detto non è esatto identificare soltanto lo Stadio 2a con il periodo di sviluppo dei *cockpit*, che tuttavia si sono evoluti in particolare durante i periodi caldi, cioè nei periodi corrispondenti agli interglaciali alpini a cominciare forse dal Villafranchiano inferiore.

Una possibilità di datazione di questo Stadio è data dai reperti paleoetnologici ritrovati sull'Altopiano delle Mànie in località Terre Rosse durante una campagna di scavi eseguita dal Civico Museo di Finale. I reperti sono inclusi nella terra rossa che con ogni probabilità si è formata successivamente allo Stadio 1, dato che la sua genesi è legata al carsismo. Il reperto più antico validamente datato è un bifacciale amigdalare, che ricorda «alcuni tipi arcaici dell'Acheuleano», associato ad altri reperti litici che confermano l'attribuzione dell'industria all'Acheuleano arcaico (VICINO, 1982). Data la corrispondenza dell'Acheuleano arcaico ligure con la glaciazione mindeliana, l'inizio della car-

sificazione dell'Altopiano delle Mànie sarebbe quindi grossolanamente premindeliano, in buon accordo con la datazione ottenuta con la velocità di corrosione carsica.

### *Stadio 2b - Tracce del sollevamento ai bordi e al di fuori degli altopiani carsici*

L'effetto del sollevamento al di fuori degli altopiani carsici consiste essenzialmente nella dissezione del vecchio *glacis* ad opera dei torrenti provenienti dai rilievi alpini. In questo periodo probabilmente i torrenti Cornei, Ponei e Sciusa hanno assunto di volta in volta la funzione di scaricare le acque della zona a N del Finalese oltre la zona di affioramento delle rocce carbonatiche, attraversandola sotto forma di valli allogeniche. In effetti l'andamento dei corsi d'acqua principali del Finalese è piuttosto singolare, e può dare luogo ad alcune supposizioni.

È possibile ricostruire l'andamento dei primi corsi d'acqua che incisero il *glacis* partendo dall'andamento del reticolo attuale e delle larghe selle che collegano alcune valli, interpretabili come relitti di antiche valli fluviali (fig. 17).

In via di ipotesi si può pensare che inizialmente i torrenti evitassero la zona di affioramento delle rocce carbonatiche, probabilmente perché dopo la prima incisione del *glacis* questa zona si presentava, per effetto dell'erosione, come un tavolato leggermente rialzato. I fiumi seguivano probabilmente il percorso Rio Barelli-Rio Luere-Sella dei Borghi-Rio Corealto, e Aquila-Sella di Carbuta-Carbuta-Pora-Sella di Gorra-Verezzi (fig. 20).

Per l'evoluzione successiva si possono formulare due ipotesi:

1) I torrenti del Finalese hanno tutti un'origine allogenica, in questo caso il Cornei e il Ponei sono i testimoni di antichi torrenti allogenici provenienti da N, probabilmente seguenti i tracciati Rio Aquila-Rio Cascine-Sella di Orco-Rio Cornei, e Rio Barelli-Rio Luere-Sella di Borghi-Sella di S. Giacomo-Rio Ponei.

2) In alternativa si può pensare che i torrenti del Finalese si siano originati per erosione regressiva come valli di sorgente. In effetti è ipotizzabile che i torrenti scorrenti lungo il bordo dell'altopiano carsico si siano ben presto aperti una strada all'interno dell'altopiano stesso, fuoriuscendo a valle come grandi risorgenze carsiche, in grado di provocare un'attiva erosione rimontante. A sostegno di quest'ipotesi sono le caratteristiche delle grandi grotte, delle quali molte sono dirette verso S (Arma Strapatente ad esempio, sede di un grande corso d'acqua sotterraneo che, considerando quota e direzione, poteva ben rappresentare uno dei corsi d'acqua che attraversavano l'altopiano). Le valli di sorgente sarebbero state successivamente ampliate dai processi fluvioarsici (durante i periodi umidi) e dall'azione combinata del carsismo e di frane di crollo, arrivando ad attraversare tutta la zona d'affioramento delle rocce carbonatiche fino ad evolvere, nel caso del Torrente Sciusa, come valle allogenica.

Il sistema carsico ipogeo ha iniziato a svilupparsi non appena il livello carsico di base si è sensibilmente abbas-

sato al di sotto della superficie del *glacis* in conseguenza del sollevamento della zona.

Tracce del sistema carsico ipogeo si trovano fin quasi alla sommità degli altopiani, ma le grotte di grandi dimensioni, che mostrano di essere nate come «tubi freatici», si incontrano solo al di sotto dei 350 metri di quota. Al di sotto di questo livello le caratteristiche del sistema carsico ipogeo sono tipiche dei sistemi in cui il livello di base carsico si è abbassato progressivamente: le cavità più importanti sono distribuite a tutte le quote, e mostrano di avere subito un'evoluzione da tubo freatico a grotta vadosa. Tutto ciò e la scarsità di grotte alla sommità degli altopiani indicano che lo sviluppo del sistema carsico ipogeo è sicuramente posteriore alla formazione del *glacis*, ed è una conseguenza dell'epirogenesi della zona.

Non si possono invece precisare le modalità dell'epirogenesi, dato che le variazioni del livello di base carsico registrano in ritardo i sollevamenti, appiattendone le variazioni di velocità.

Lo Stadio 2b, legato ad una fase di erosione generalizzata, è mal databile, anche perché non si può stabilire esattamente se il sollevamento è stato graduale o meno. Una possibilità è offerta dai riempimenti delle grotte. Fra questi il più antico è quello dell'Arma delle Fate, che ha fornito abbondanti culture e resti ossei rissiani e culture mindeliane (comunicazioni personali di GIACOBINI & VICINO). Non bisogna però trascurare che l'età delle grotte è a sua volta di gran lunga più antica dell'età dei loro riempimenti dato che, ad esempio, l'Arma delle Fate, prima della deposizione dei sedimenti, ha subito una lunghissima evoluzione da «tubo freatico» a «grotta a buco di serratura», e solo al termine, quando è diventata inattiva, ed è stata troncata dall'erosione dei bordi dell'altopiano, è diventata accessibile agli animali e all'uomo.

### STADIO 3 - PERIODO DI STABILITÀ DEL LIVELLO DI BASE

Dopo il primo sollevamento il livello di base si stabilizza. In ambiente continentale si formano larghi fondovalle in corrispondenza dei tratti distali dei corsi d'acqua principali. Di questi si è conservato soltanto quello del Ponei, impostato quasi interamente in rocce carbonatiche carsificate, che non è stato interessato dal ringiovanimento avvenuto nello stadio successivo. In Valle Sciusa lo stadio è registrato dai terrazzi 16, 17, 18 della tab. 3. Nell'attigua Val Pora IMPERIALE & *alii*, (1982) segnalano alla quota di 130-140 metri alcuni terrazzi fluviali, con ciottoli e ghiaie grossolane ben arrotondate e coperte da una patina di alterazione.

Sulla costa si formano terrazzi marini conservati sotto forma di piccole spianate lenticolari presentanti un brusco raccordo con il versante soprastante, talvolta marcato da una parete testimone dell'originaria falesia (fig. 14). Le spianate sono prive di sedimenti che ne testimoniano sicuramente la genesi. L'assenza di depositi è attribuibile alle seguenti cause:

— antropizzazione generalizzata che ne ha causato il seppellimento sotto costruzioni e terra di riporto;

1 - Fondovalle del Noli	– quota 0 - 29 m
2 - Fondovalle dello Sciusa	– quota 0 - 28 m
	– quota 129 - 211 m
3 - Terrazzo di San Donato	– quota 0 - 5 m
4 - Terrazzo di Varigotti	– quota 0 - 10 m
5 - Terrazzo della Baia dei Saraceni	– quota 0 - 3 m
6 - Terrazzo di Bordelle	– quota 0 - 10 m
7 - Terrazzo del Malpasso	– quota 0 - 5 m
8 - Terrazzo di Spotorno (estremità meridionale)	– quota 0 - 2 m
9 - Fondovalle del Ponei	– quota 145 - 285 m
10 - Terrazzo di Verzi	– quota 110 - 140 m
11 - Terrazzo a W di Bric Briga	– quota 108 - 125 m
12 - Terrazzo di Monte - Mauda	– quota 100 - 127 m
13 - Terrazzo di Selva	– quota 122 - 134 m
14 - Terrazzo del Villaggio Olandese	– quota 122 - 140 m
15 - Terrazzo di Chien	– quota 105 - 125 m
16 - Terrazzo di Pino	– quota 100 - 115 m
17 - Terrazzo di Chiesa Campe	– quota 315 - 323 m
18 - Terrazzo di Bricco du Lurdu	– quota 323 - 327,8 m
19 - Terrazzo di Rocca della Volpe	– quota 385 - 393,3 m
20 - Sella di San Lorenzino (Orco)	– quota 308 m
21 - Sella di San Giacomo	– quota 317 m
22 - Sella di Borghi	– quota 312 m

Tab. 3 - Principali terrazzi costieri pianeggianti, terrazzi fluviali e selle interpretabili come relitti di paleovallate, riferibili: da 1 a 8 al livello di base attuale; da 9 a 22 ad un livello di base sospeso di 100 m sull'attuale.

— copertura successiva con breccie di pendio;  
— erosione conseguente il successivo abbassamento del livello marino.

Gli unici depositi di probabile origine marina sono costituiti da breccie a matrice argillosa rossastra molto simili ai depositi tirreniani di Capo Noli, ma confondibili con facies particolari di breccie di pendio dato che sono prive di contenuto paleontologico. Questi depositi si osservano sui terrazzi di Pino, del Villaggio Olandese e di Verzi (fig. 15). In ogni caso il solo fatto che esista una serie di gradini morfologici, estesi da Pino a Verzi ad una quota costante di 100-140 m, anche se si negasse l'origine marina dei terrazzi, sta a dimostrare che anche sulla costa la morfologia ha dimostrato una fase di stabilità del livello di base, dato che è escludibile per le spianate un'origine tettonica o comunque strutturale.

Lo stadio 3 può essere approssimativamente collocato nell'Emiliano-Siciliano sulla base delle seguenti considerazioni:

1) durante il Siciliano nel Mediterraneo si è verificata una generale trasgressione di circa 80-100 m (NILSSON, 1983). Essa non può essere considerata sicuramente l'unica responsabile della stasi del sollevamento relativo della regione, dato che i terrazzi marini e i depositi alluvionali si trovano a quote superiori ai 110 m. Comunque la trasgressione, contrastando il sollevamento tettonico, ha senza dubbio contribuito in modo determinante a stabilizzare il livello di base erosivo;

2) porre lo stadio 3 nella successiva trasgressione Milazziana è più problematico perché si dovrebbe ammettere un'epirogenesi molto rapida. Inoltre la trasgressione



FIG. 14 - In basso al centro, uno dei gradini morfologici suborizzontali che interrompono il versante meridionale dell'Altopiano delle Månie.

Milazziana ha innalzato il livello marino di soli 55-60 m (NILSSON, 1983).

3) Lo stadio termina probabilmente con la regressione romana, coeva alla glaciazione mindeliana. È molto probabile che l'area sia stata coinvolta nella «fase Flaminia» di forte erosione, connessa con la regressione anzidetta, in cui il livello marino si abbassò di 100 metri al di sotto del livello attuale. Se lo stadio è invece milazziano probabilmente termina con la regressione pretirreniana connessa con la glaciazione rissiana.

Infine si deve considerare un'ultima possibilità: che durante lo Stadio 2 la zona si sia sollevata fin quasi al livello attuale, e che durante il Siciliano si sia registrata una forte ingressione marina. Dall'analisi della distribuzione altimetrica delle grotte l'ipotesi appare poco probabile, perché richiederebbe un sollevamento lento nello Stadio 2 (con forte sviluppo delle grotte al di sopra dei 160 m di quota), poi una seconda fase di rapido sollevamento (con lo sviluppo di poche cavità carsiche), seguita dall'ingressione Siciliana, che solo casualmente avrebbe innalzato il livello marino fin proprio alla quota di 120-160 metri.

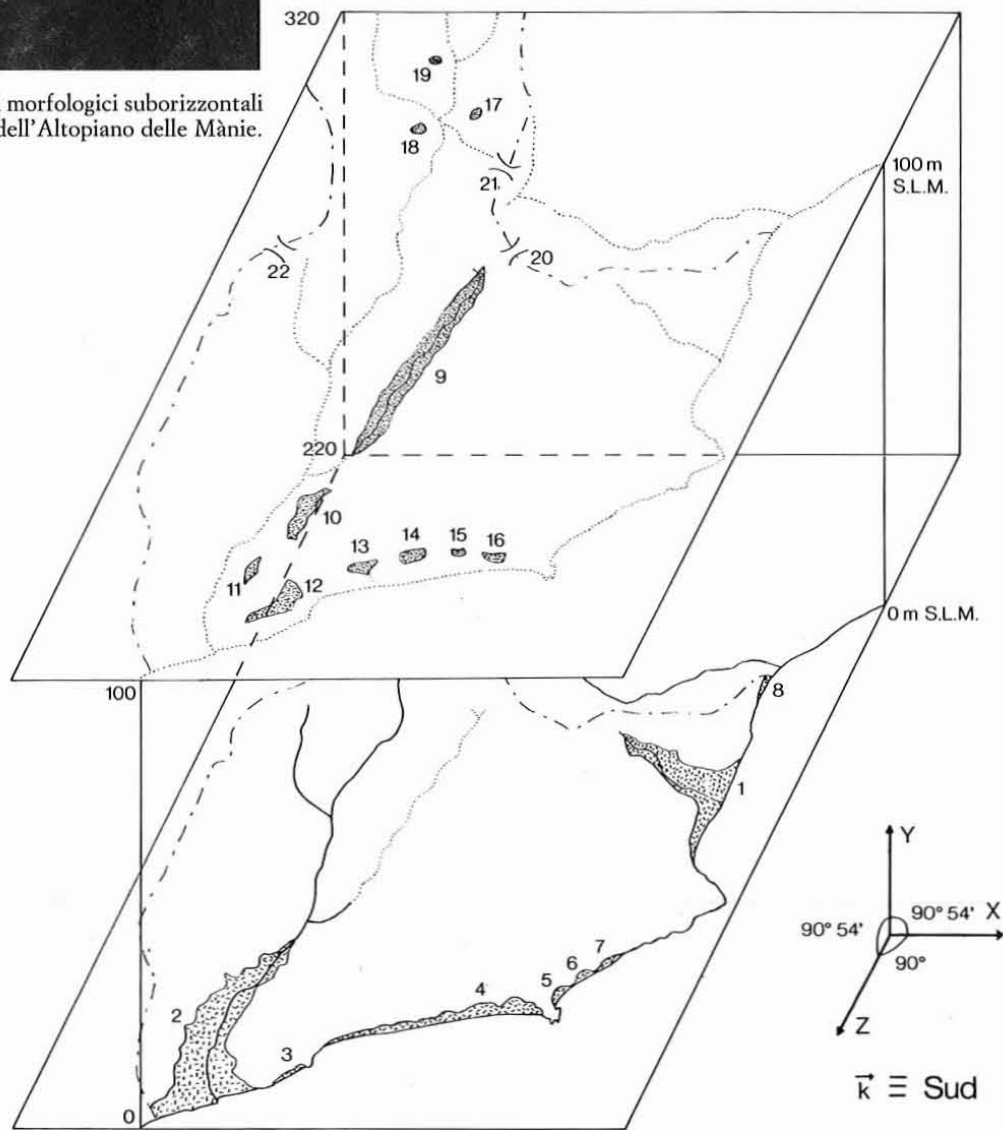


FIG. 15 - Ubicazione delle forme indicate in tab. 3. Gli assi cartesiani indicano l'orientazione spaziale dei due piani (paralleli al piano di equazione  $Y = 0$ ).

#### STADIO 4 - RIPRESA DEL SOLLEVAMENTO

Segue un brusco sollevamento relativo dell'area non tanto dovuto ad una ripresa dell'attività tettonica (che probabilmente era perdurata per tutto il terzo stadio) quanto piuttosto ad una regressione marina (la regressione Romana già citata). L'abbassamento del livello di base, legato all'eustatismo, è più rapido dello Stadio 2: fra 60 e 160 m di quota si trovano grotte piccole e in numero limitato. In questo stadio si ha un notevole ringiovanimento di quasi tutto il reticolo: i vecchi fondovalle, con l'eccezione già citata del Ponei, sono erosi. La datazione dello Stadio 4 è possibile mediante un termine «post quem», costituito dai depositi tirreniani di Capo Noli e Varigotti, sedimentari a pochi metri di profondità, e quindi evidentemente appartenenti ad una fase trasgressiva successiva, dal momento che sono oggi sospesi sul livello marino di alcuni metri. Lo Stadio 4 è dunque pretirreniano.

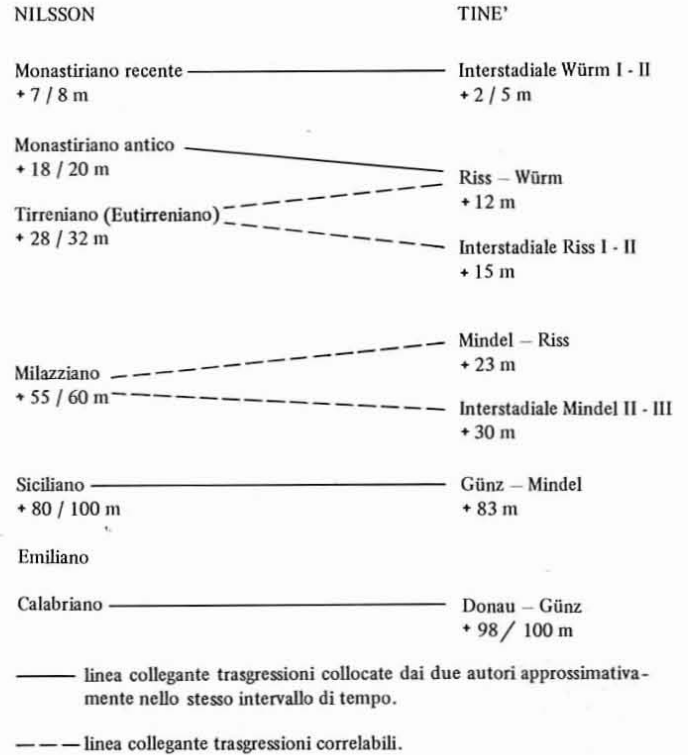
Se si ammette che lo Stadio 3 è Emiliano-Siciliano si pone il problema del perché la morfologia non abbia registrato la trasgressione Milazziana. La risposta più probabile è che questa trasgressione è stata troppo breve per influenzare la morfogenesi. È comunque possibile che sia questa trasgressione una delle cause dell'addensamento di grotte al di sotto dei 50-60 m di quota.

#### STADIO 5 - STASI NELL'EPIROGENESI, OSCILLAZIONI MODERATE DEL LIVELLO MARINO

Le moderate oscillazioni del livello marino che seguono sono probabilmente causate esclusivamente da oscillazioni eustatiche. La loro ampiezza è limitata a pochi metri, pertanto in ambiente continentale la morfogenesi si comporta come se il livello di base fosse costante. Qui il processo morfogenetico principale è dato dall'evoluzione del reticolo idrografico, che continuerà fino ai giorni nostri, e che tende alla maturità con approfondimento e allargamento delle valli e formazione di nuove aste.

Anche in ambiente costiero le modeste oscillazioni eustatiche influenzano solo localmente la morfogenesi: si formano nuovi terrazzi marini come quelli di S. Donato, della Baia dei Saraceni, di Bordelle, del Malpasso (tab. 3, fig. 15), la cui morfogenesi procede tutt'ora, e di Varigotti, la cui morfogenesi si è arrestata dato che il mare non arriva più alla falesia a monte del terrazzo neanche durante le mareggiate eccezionali. Il grande terrazzo marino di Varigotti si è dunque formato durante uno stadio in cui il livello del mare era ad una quota superiore a quella attuale; questo stadio, abbastanza ben collocabile in una cronologia relativa, verrà chiamato Stadio 5a.

Nel tratto di costa fra Noli e Varigotti sono conservate numerose tasche di sedimenti marini, talora fossiliferi, attribuibili tutti allo Stadio 5. La loro analisi consente uno studio piuttosto dettagliato e l'individuazione all'interno dello Stadio 5 di alcuni episodi trasgressivi e regressivi che chiameremo Stadi 5a, 5b, 5c, 5d. L'esatta collocazione cronologica di questi episodi, riferibili tutti al Tirreniano



Tab. 4 - Trasgressioni quaternarie e loro entità secondo NILSSON (1983) e TINÉ (1983).

lato sensu, è resa difficoltosa dalla divergenza delle opinioni sulla collocazione e sull'entità delle trasgressioni cosiddette tirreniane.

Si veda ad esempio la tab. 4 ove sono posti a confronto lo schema di NILSSON (1983) con quello di TINÉ (1983), basato su dati raccolti proprio in Liguria Occidentale, ma analizzati secondo vecchi concetti (che si rifanno in parte al lavoro di DE LUMLEY & WOORDYEAR, 1969), che rendono lo schema obsoleto specialmente per quanto riguarda le trasgressioni pre-tirreniane (in quanto non considera l'epirogenesi della regione).

Uno schema ulteriore, a cui si farà anche riferimento, è emerso dalla tavola rotonda sul Tirreniano sardo (Cagliari, 21-28 aprile 1983) in ULZEGA & OZER, 1982.

#### Stadio 5a - Formazione del terrazzo marino di Varigotti

La morfologia del terrazzo mostra che si è formato in un periodo in cui il livello marino era superiore di una decina di metri alla quota attuale. Sul lato W della forma si sono conservati depositi marini, evidentemente successivi al momento di formazione della spianata sulla quale poggiano, e correlabili, per analogia di facies e di quota, con i depositi tirreniani di Capo Noli. Se la correlazione è valida, il terrazzo marino di Varigotti non può essere più recente del Tirreniano. Considerata la sua quota è proba-

bile che la sua formazione coincida con un'ingressione tirreniana: la superficie sarebbe quindi riferibile alla prima ingressione tirreniana, mentre i sedimenti soprastanti sarebbero riferibili alla seconda ingressione tirreniana (Monastiriano di NILSSON). Si può dunque correlare lo Stadio 5a con il 5b; si è comunque preferito separarli dato che non è escludibile, anche se appare improbabile, che il terrazzo di Varigotti sia ancora più antico, e riferibile all'ingressione milazziana.

### Stadio 5b - Prima ingressione tirreniana

Vi si riferiscono con certezza alcuni depositi marini affioranti a Capo Noli, costituiti da breccie fossilifere a matrice argillosa ed altri litotipi subordinati. Dal contenuto paleontologico e dalle caratteristiche sedimentologiche si deduce con certezza che i sedimenti si sono depositati entro un solco di battente probabilmente riferibile allo stesso episodio trasgressivo. La profondità a cui si sono depositati i sedimenti non è specificabile esattamente, ma senza dubbio si tratta di pochi metri dato che la fauna è di ambiente litorale. Dato che le tasche di sedimenti si trovano attualmente a 1-2 m al di sopra del livello del mare, se ne deduce che il livello marino era 3-10 m al di sopra del livello marino attuale.

Lo stadio 5b può essere attribuito:

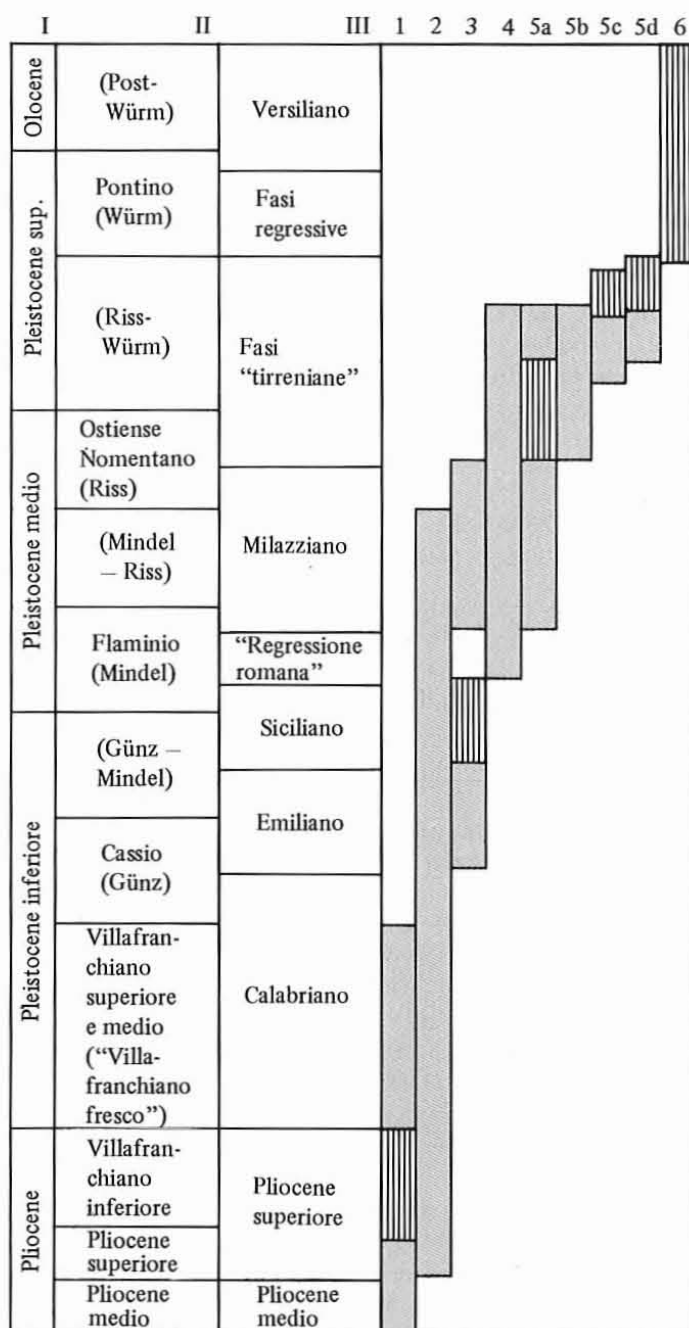
- 1) nello schema di NILSSON all'Eutirreniano o al Monastiriano antico. È da notare che l'entità di queste due trasgressioni, secondo NILSSON, appare leggermente superiore a quella stimabile nella nostra zona; la causa è facilmente spiegabile ricordando che i valori proposti da quell'Autore si riferiscono al livello marino all'acme delle relative trasgressioni.
- 2) Nello schema di TINÉ al Riss-Würm o all'interstadiale Riss I - Riss II.
- 3) Dalla correlazione di questi depositi con quelli sardi lo stadio risulterebbe attribuibile all'ingressione «pretirreniana» (strato Ta della Sardegna settentrionale, OZER & ULZEGA, 1982).

### Stadio 5c - Regressione tirreniana

A Capo Noli i sedimenti dello Stadio 5b sono troncati verso l'alto da una superficie d'erosione su cui si è depositato successivamente uno strato tabulare di calcare alabastrino, che testimonia senza dubbio la completa emersione della tasca di sedimenti di Capo Noli conseguente una fase regressiva. Evidentemente durante la regressione il solco di battente si è trasformato in una vera e propria piccola grotta e sul fondo si è formato immediatamente dopo uno strato di calcare alabastrino. Le caratteristiche del deposito indicano che in questo stadio il livello marino era ad una quota inferiore all'attuale, dato che nelle grotte raggiunte frequentemente dagli spruzzi il fitocarsismo e l'azione della salsedine impediscono generalmente la deposizione di calcite concrezionata.

STADIO 1	+ 290 / + 300 m s.l.m.
STADIO 2	? (fase regressiva)
STADIO 3	+ 110 / + 140
STADIO 4	? (fase regressiva)
STADIO 5a	+ 5 / + 10
STADIO 5b	+ 4,5 o >
STADIO 5c	- 3 o <
STADIO 5d	+ 6 o >
STADIO 6	da + 6 / + 10 a ? a 0

Tab. 5 - Quota del livello del mare rispetto a quello attuale, nei vari stadi dell'evoluzione postmiocenica della regione.



Tab. 6 - Collocazione degli stadi dell'evoluzione postmiocenica della regione nello schema cronologico del Quaternario di PANIZZA (1985), completato nel Pliocene secondo gli schemi di NILSSON (1983). I: serie geocronologiche; II: stadi continentali; III: stadi marini; colonne in rigettato: periodi di tempo più probabilmente corrispondenti con gli stadi relativi; colonne in grigio: periodi di tempo meno probabilmente corrispondenti con gli stadi relativi.

Lo Stadio 5c può essere collocato:

- 1) nello schema cronologico di NILSSON nell'intervallo di tempo compreso fra il Monastiriano antico e recente, oppure nell'intervallo di tempo compreso fra il Monastiriano antico e l'Eutirreniano.
- 2) Nello schema di TINÉ nel Würm I o nel Riss II-III.
- 3) Facendo riferimento alla situazione sarda lo stadio è correlabile cronologicamente con i depositi continentali interposti fra gli strati Ta e Tb della Sardegna settentrionale (OZER & ULZEGA, 1982).

#### Stadio 5d - Seconda ingressione tirreniana

Sopra lo strato di calcare alabastrino ricordato si sono depositati altri sedimenti marini che contengono inglobati frammenti dello strato anzidetto, e che quindi sono sicuramente legati ad una nuova fase trasgressiva. Essi mostrano di essersi formati a bassa profondità, dove era forte l'azione del moto ondoso, probabilmente fra 1 e 2 m al di sotto della superficie. Considerando la quota massima a cui si osservano i sedimenti si ricava di conseguenza che il livello marino era 6-10 m al di sopra di quello attuale. Nei pressi degli affioramenti descritti si osserva alla quota di 5-6 m un vistoso solco di battente scavato in rocce molto tettonizzate, che si prolunga in un lungo gradino morfologico. Dato lo scarso rimodellamento della forma è probabile che sia correlabile con la seconda ingressione tirreniana; ne consegue che in essa il livello marino è rimasto a lungo ad una quota di circa 6 m.

Lo stadio, in base alla posizione altimetrica, al contenuto paleontologico ed alla stratigrafia, è riferibile:

- 1) nello schema di NILSSON al Monastiriano recente.
- 2) Nello schema di TINÉ all'interstadiale Würm I-II.
- 3) Dal confronto con i depositi della Sardegna settentrionale (OZER & ULZEGA, 1982), per la composizione della fauna e in particolare la presenza di *Patella ferruginea* e *Mitra fusca* insieme con l'assenza di *Strombus*, *Conus* e altri generi caratteristici dello strato Tc, lo stadio si può correlare con lo strato Tb<sup>(2)</sup>.

#### STADIO 6 - DALLA REGRESSIONE POST-TIRRENIANA ALLA SITUAZIONE ATTUALE

In ambiente continentale prosegue l'evoluzione del reticolo idrografico: lo Sciusa e il Noli raggiungono la maturità e lo sviluppo completo della gerarchizzazione, che è localmente influenzata dagli affioramenti di rocce incarsite. La dinamica dei versanti subisce un forte impulso legato alle variazioni climatiche würmiane e oloceniche. In ogni caso non sono riconoscibili depositi continentali particolari, del tipo *grès-litées*.

Dall'età romana la dinamica dei versanti è stata sempre più condizionata dalle attività umane.

<sup>(2)</sup> I depositi pleistocenici di Capo Noli sono oggetto di uno specifico lavoro in pubblicazione da parte di M. MOTTA.



FIG. 16 - Beach rocks presso il Malpasso, fra Noli e Finale.

In ambiente costiero dopo la regressione post-tirreniana il livello marino non ha più subito variazioni percettibili. Il processo evolutivo più caratteristico sono le alternanze erosione-ripascimento delle spiagge che sembrano seguire ritmi ciclici (FIERRO & alii, 1975). Ultimamente anche in ambiente costiero i processi antropici sono diventati dominanti, e in gran parte della costa l'erosione e il ripascimento sono strettamente collegati alle attività umane.

Le *beach rock* sono generalmente ritenute proprie di climi caldi: ad esempio TRICART & CAILLEUX 1965, ritengono che la *beach rock* sia propria di climi tropicali e subtropicali, e che «sembra caratterizzare regioni abbastanza calde, ma aventi una stagione secca ben marcata, senza essere aride o subaride» e si formi, nella regione mediterranea, solo a S dell'isoterma di luglio di 33 °C.

In quest'ottica le *beach rock* (fig. 16) della nostra zona sarebbero forme relitte, di età interglaciale. Ma le *beach rock* occupano piattaforme d'abrasione marina di genesi recente, dato che sono addossate a falesie in rapida evoluzione, e quindi è più verosimile ritenere che siano di età molto più recente se non ancora in formazione. È probabile che non sia estranea alla genesi recente o in atto l'eccezionale abbondanza di carbonati che possono pervenire sia dalla frazione carbonatica dei sedimenti delle spiagge, sia dalla falesia antistante.

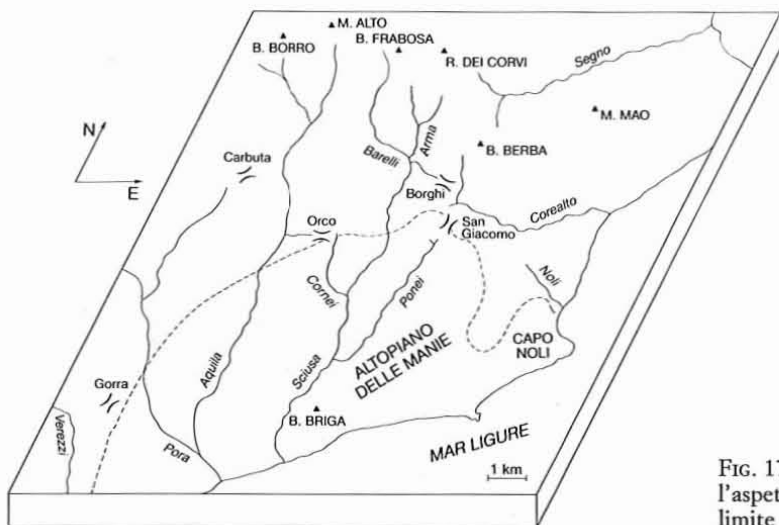


FIG. 17 - Schema idrografico semplificato del Finalese, rappresentante l'aspetto attuale della regione. La linea tratteggiata rappresenta il limite della zona d'affioramento di prevalenti rocce carbonatiche.

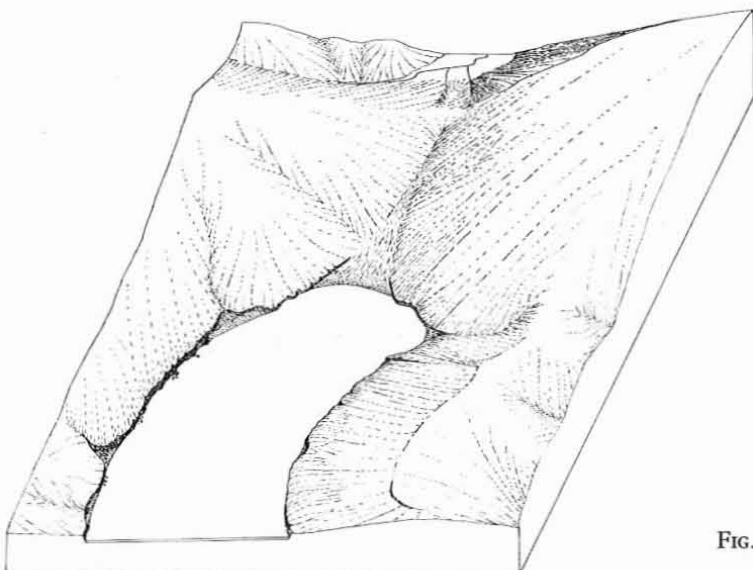


FIG. 18 - Il Finalese nel Langhiano - Serravalliano. Nel grande golfo al centro si deposita la Pietra di Finale.

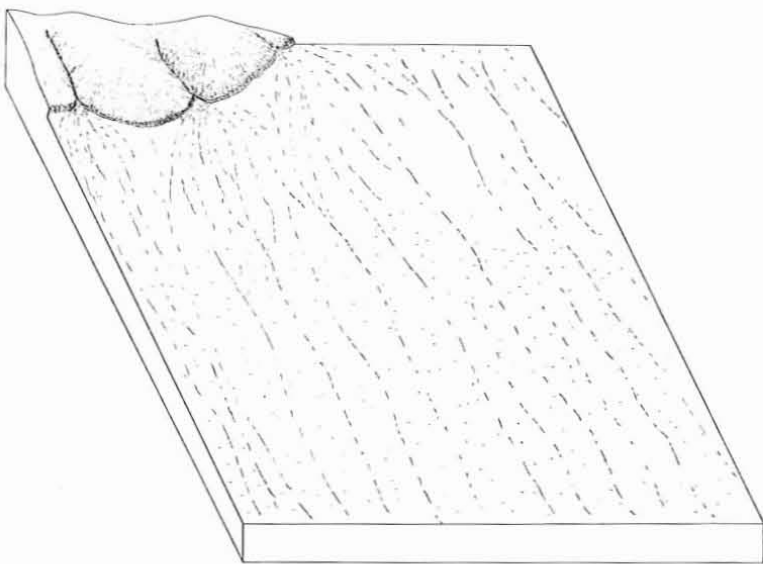


FIG. 19 - Il Finalese durante il Plio-Villafranchiano. L'area è occupata quasi interamente da un *glacis* d'erosione.

FIG. 20 - Il Finalese durante lo stadio 2. Sotto un clima tropicale, nella zona di rocce carbonatiche si formano i *cockpits*, mentre i torrenti incidono il *glacis* più a monte, nella zona di rocce più erodibili individuando così un grande altopiano carsico.

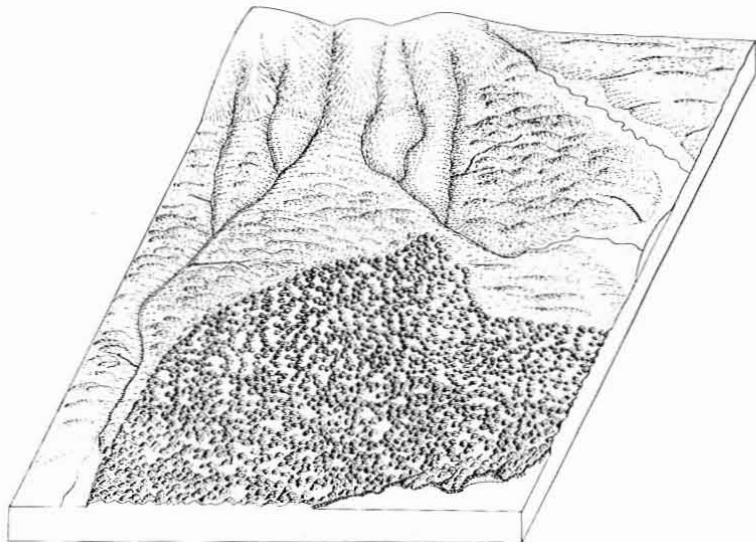


FIG. 21 - Il Finalese nello stadio 3. La linea di costa è notevolmente arretrata, sia per l'ingressione, sia per l'abrasione marina, che ha troncato fra l'altro numerosi sistemi carsici ipogei (Capo Noli, ecc.). L'altopiano è disseccato in unità minori da grandi valli allogeniche che, in conseguenza della stabilità del livello di base, diventano larghe e pianeggianti.

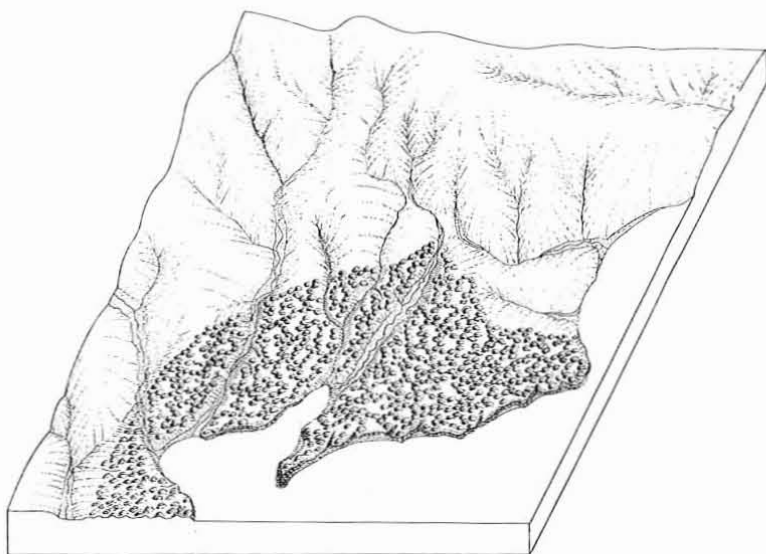
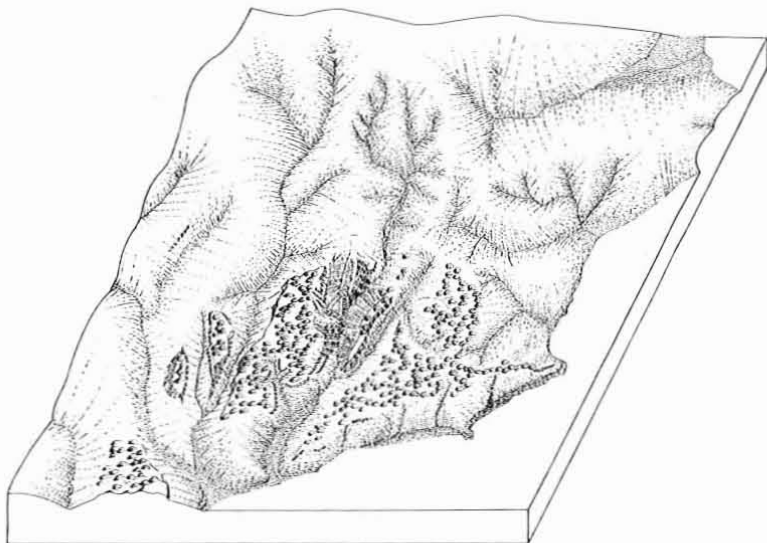


FIG. 22 - Il Finalese alla ripresa del sollevamento della regione.



## BIBLIOGRAFIA

- BIANCOTTI A. (1981) - *Geomorfologia delle Langhe sud-occidentali*. Mem. Acc. Sc. Torino, ser. 5, 5, 21 pp.
- BIROT P. (1949) - *Sur le problème de l'origine des pediments*. C.R. Congr. Int. Geog. Lisbona, 2, 9-18.
- BONI A., BONI P., PELOSO G.F. & GERVASONI S. (1980) - *Dati sulla neotettonica di parte dei fogli San Remo (102), Imperia (103) e Albenga-Savona (92-93)*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 1245-1272.
- BONI A., CERRO A., GIANOTTI R. & VANOSI M. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 92-93 «Albenga-Savona»*. Serv. Geol. d'It., Roma, 142 pp.
- CASTIGLIONI G.B. (1979) - *Geomorfologia*. UTET, Torino, 436 pp.
- DEBELMAS J.F. & KERCKHOVE A. (1980) - *Les Alpes Franco-Italiennes*. Géol. Alpine, 56, 21-58.
- FIERRO G., IMPERIALE G., MONTANO F. & PIACENTINO G.B. (1975) - *Caratteristiche sedimentologiche delle spiagge del Finalese e loro evoluzione*. Atti Soc. It. Sc. Nat. Mus. Civ. St. Nat. Milano, 115, 118-156.
- FORNI L. & FRANCESCHETTI B. (1981) - *Parametri geomorfici quantitativi e momento evolutivo di un reticolo idrografico: applicazione al bacino del Torrente Cervo (Biellese)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 4, 22-29.
- GABERT P. (1962) - *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts*. Louis-Jean, Gap, 531 pp.
- HAKIM B. (1984) - *Comunicazione Th. 1.31 al 25 Congresso Int. de Géographie*, Paris 1984.
- IMPERIALE G., MONTANO F., PIACENTINO G.B. & SAGLIETTO F. (1982) - *Cartografia tematica relativa alla geomorfologia, litologia e acclività del bacino del Pora (Finale Ligure, Savona)*. Quad. Civ. Museo del Finale, 2, 24 pp.
- ISSEL A. (1892) - *Liguria geologica e preistorica*. Donath, Genova, 2 voll.
- DE LUMLEY H. & WOORDYEAR H. (1969) - *Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique. Tome I: Ligurie et Provence. 5° suppl. a «Gallia Préhist.»*.
- MOTTA L. & MOTTA M. (in stampa) - *I depositi quaternari di Capo Noli (Liguria occidentale)*. Mem. Acc. Lunig. Sc.
- NILSSON T. (1983) - *The Pleistocene: Geology and Life in the Quaternary Ice Age*. Reidel, Dordrecht, 651 pp.
- OZER A. & ULZEGA A. (1982) - *Comptes-rendus de l'excursion-table ronde sur le tyrrhenien de Sardaigne, Avril 1980*. INQUA, Cagliari, 110 pp.
- PANIZZA M. (1985) - *Schemi cronologici del Quaternario*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 8, 44-48.
- PERRODON A. (1957) - *Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale*. Pubbl. Serv. Carte Géol. Algérie, 12, 152 pp.
- ROVERETO G. (1934) - *Epirogenesi postpliocenica delle Alpi Marittime e della Riviera Ligure*. R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. f.m.n., ser. 6, 20, 153-157.
- STREIFF P. (1956) - *Zur Geologie des Finalese (Ligurien - Italien)*. Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochschule u. Univ. Zürich, ser. C, 67, 82 pp.
- TINÉ S. (1983) - *I cacciatori paleolitici*. Sagep, Genova, 76 pp.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1965) - *Traité de Géomorphologie - Le modelé des régions chaudes forêts et savanes*. SEDES, Paris, 322 pp.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1969) - *Traité de Géomorphologie - Le modelé des régions sèches*. SEDES, Paris, 501 pp.
- VANOSI M. (1971) - *Contributi alla conoscenza delle unità stratigrafico-strutturali del Brianzese Ligure s.l. Le strutture tettoniche nella zona tra Bardineto e Noli*. Atti Ist. Geol. Un. Pavia, 21, 37-66.
- VICINO G. (1982) - *Il Paleolitico inferiore in Liguria*. Atti XXIII Riun. Scient. Ist. It. Preistoria e Protostoria, Firenze, 109-122.