

ISTITUTO DI GEOLOGIA DELLA UNIVERSITÀ DI NAPOLI

Pubblicazione N. 273

PAOLO SCANDONE

Studi di geologia lucana :
Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa
e note illustrative

Estratto da

Boll. Soc. Natur. in Napoli, 81, 1972

80138 - NAPOLI
Largo S. Marcellino, 10
1972

ISTITUTO DI GEOLOGIA DELLA UNIVERSITÀ DI NAPOLI

Pubblicazione N. 273

PAOLO SCANDONE

Studi di geologia lucana :
Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa
e note illustrative

Estratto da

Boll. Soc. Natur. in Napoli, 81, 1972

80138 - NAPOLI
Largo S. Marcellino, 10
1972

I N D I C E

Riassunto	pag. 225
Abstract	» 228
Introduzione	» 232
Ringraziamenti	» 234
Aggiornamento delle conoscenze	» 234

PARTE PRIMA

S T R A T I G R A F I A

1. Premessa	pag. 236
1.1. UNITÀ LAGONEGRESE II	» 242
1.1.1. Formazione di M. Facito	» 242
1.1.2. Calcari con selce (Facies S. Fele)	» 244
1.1.3. Calcari con selce (Facies Pignola-Abriola)	» 244
1.1.4. Calcari con selce (Facies Armizzone)	» 246
1.1.5. Scisti silicei (Facies S. Fele)	» 247
1.1.6. Scisti silicei (Facies Pignola-Abriola)	» 249
1.1.7. Scisti silicei (Facies Armizzone)	» 250
1.1.8. « Flysch » galestrino A	» 251
1.1.9. Osservazioni sulla facies Armizzone	» 252
1.1.10. La « facies » Bella (MARINI 1968)	» 255
1.2. UNITÀ LAGONEGRESE I	» 256
1.2.1. Calcari con selce (Facies Lagonegro-Sasso di Castalda)	» 256
1.2.2. Scisti silicei (Facies Lagonegro-Sasso di Castalda)	» 258
1.2.3. Galestri B	» 258
1.3. LA POSSIBILE PROSECUZIONE VERSO L'ALTO DELLA SERIE CAL- CAREO-SILICO-MARNOSA	» 259
1.4. BATIMETRIA DEL BACINO LAGONEGRESE	» 261

PARTE SECONDA

T E T T O N I C A

2.	Premessa	pag. 262
2.1	IL « RADDOPPIAMENTO » DELLA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA »	263
2.1.1.	La finestra tettonica dell'alta valle dell'Agri	» 264
2.1.2.	La finestra tettonica Lagonegrese	» 265
2.2.	IL SOVRASCORRIMENTO DEI MASSICCI CALCAREI	» 266
2.3.	L'ARCO DI PIECHE	» 267
2.4.	TETTONICA DISGIUNTIVA	» 270
2.5.	TETTONICA DI « SCENDIMENTO »	» 271

PARTE TERZA

LA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA NEL QUADRO DELLE ATTUALI CONOSCENZE SULL'APPENNINO CAMPANO-LUCANO

3.	Premessa	pag. 272
3.1.	IL PROBLEMA DELL'ORIGINARIA POSIZIONE DEL BACINO LAGONEGRESE »	277
3.2.	I TERRENI DELL'UNITÀ FORAPORTA	» 280
3.3.	UNITÀ TETTONICHE ED UNITÀ PALEOGEOGRAFICHE	» 283
3.4.	LA TETTONICA PRE-OROGENICA NELLE ZONE ESTERNE DELL'AP- PENNINO CAMPANO-LUCANO	» 285
3.5.	L'OROGENESI NELLE ZONE ESTERNE	» 288
3.6.	IL SOLLEVAMENTO DELLA CATENA	» 291
	Bibliografia	» 293

Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative

Nota del socio PAOLO SCANDONE

(Tornata del 28 aprile 1972)

RIASSUNTO

Generalità.

Questa nota, che accompagna la carta dei terreni lagonegresi (serie calcareo-silico-marnosa) nell'Appennino campano-lucano, si articola in tre parti:

a) una prima parte in cui vengono riassunti i dati sull'analisi delle facies e sulla stratigrafia della serie calcareo-silico-marnosa contenuti in SCANDONE 1967, con alcune aggiunte;

b) una seconda parte in cui vengono esaminate le strutture dei terreni lagonegresi e i rapporti tra questi e i massicci calcarei dell'Appennino meridionale;

c) una terza parte in cui viene inquadrata la geologia dei terreni lagonegresi nel più generale contesto della geologia dell'Appennino meridionale, e viene suggerita una nuova ricostruzione dell'evoluzione tettonica dell'Appennino campano-lucano.

Analisi delle facies e stratigrafia.

I terreni lagonegresi formano nell'Appennino campano-lucano un arco di pieghe asimmetrico, convesso verso oriente, lungo un centinaio di chilometri e largo una ventina. Lungo tutto quest'arco è stato possibile riconoscere un generale raddoppiamento della serie calcareo-silico-marnosa: i terreni appartenenti al fianco occidentale dell'originario bacino lagonegrese appaiono sovrascorsi su quelli della parte assiale del bacino stesso. L'entità della traslazione è non inferiore a 40 chilometri. Dei terreni appartenenti al fianco orientale non vi è traccia in affioramento.

È possibile pertanto distinguere due unità lagonegresi: l'unità lagonegrese I o unità inferiore e l'unità lagonegrese II o unità superiore.

Dal basso in alto la successione è la seguente (tab. 1):

Unità lagonegrese I

calcari con selce: calcilititi grige con liste e noduli di selce. Spessore: circa 500 metri. Fossili: *Halobia* spp., *Posidonomya* spp., rare ammoniti, radiolari e spicole di spugna. Età: Trias superiore;

scisti silicei: argilliti silicee e radiolariti, con rarissime brecciole calcaree. Spessore: 70-80 metri. Fossili: radiolari e rari foraminiferi nelle brecciole. Età: Giurassico;
galestri: alternanza di argilliti silicee e di calcilititi più o meno silicifere, ricche in ferro e manganese. Spessore: oltre 400 metri. Fossili: radiolari e rari foraminiferi. Età: Cretacico inferiore.

Unità lagonegrese II.

Formazione di M. Facito: alternanza di argille, marne, siltiti e arenarie con occasionali livelli di calcareniti, brecciole e conglomerati poligenici (membro terrigeno). A più altezze sono intercalate lenti di calcari massicci (membro organogeno). Spessore: circa 200 metri. Fossili: *Spiriferina fragilis*, *Retzia* sp., *Daonella* spp., rare ammoniti (membro terrigeno); alghe, coralli, molluschi, brachiopodi etc. (membro organogeno). Età: Trias medio;

calcari con selce: calcilititi, calcari dolomitici, dolomie e subordinatamente conglomerati intraformazionali con liste e noduli di selce. Spessore: variabile da 160 a 230 metri. Fossili: *Halobia* spp., *Posidonomya* spp., rare ammoniti, radiolari e spicole di spugna. Età: Trias superiore;

scisti silicei: marne e argilliti silicee, radiolariti, con intercalazioni di calciruditi e di calcareniti gradate. Spessore: variabile da 185 a 240 metri. Fossili: radiolari e spicole di spugna. Nelle brecciole gradate *Dictyoconus* (?) *cayeuxi*, *Protopeneroplis striata*, *Nautiloculina oolitica*, *Trocholina* spp. Età Giurassico;

galestri: alternanza di argilliti, marne e calcilititi più o meno silicifere, con intercalazioni di brecciole gradate. Spessore massimo: 200 metri. Fossili: radiolari, spicole di spugna e, nelle brecciole gradate, *Protopeneroplis* sp., *Trocholina* spp., rare calpionelle. Età: Cretacico inferiore.

In entrambe le unità tettoniche i galestri rappresentano il termine più alto certamente appartenente ai terreni lagonegresi. Una probabile prosecuzione verso l'alto della serie è da ricercarsi negli « scisti rossi di Pecorone » e nel « flysch rosso », rispettivamente per le unità lagonegresi I e II.

Gli « scisti rossi di Pecorone » constano di una successione, potente alcune decine di metri, di argilliti silicee, selci, calcareniti a grana fine gradate. L'età è, almeno per la porzione medio-inferiore, cretacea superiore.

La successione nel « flysch rosso » è la seguente dal basso in alto:

a) selci policrome e argilliti silicee; calcareniti e argille rosse e verdi, calciruditi gradate. Spessore massimo: 100-150 metri. Fossili: radiolari e spicole di spugna, e, nelle brecciole calcaree, orbitoline, frammenti di rudiste, *Globotruncana* spp., *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*. Età: Cretacico superiore

b) calciruditi e calcareniti gradate, con intercalazioni di marne argillose rosse e verdi. Spessore massimo: un centinaio di metri. Fossili: nummuliti, alveoline, discocicline etc. Età: Paleogene

c) brecciole calcaree, argille e quarzoareniti. Spessore massimo: qualche decina di metri. Fossili: *Miogypsina* spp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp. Età: Miocene inferiore (Aquitano-Burdigaliano).

I caratteri delle singole formazioni sono monotoni nell'unità lagonegrese I, variabili nell'unità superiore. Sono state pertanto distinte nei calcari con selce e negli scisti silicei una *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* (unità lagonegrese I) e una

facies Armizzone, una *facies Pignola-Abriola* e una *facies S. Fele* (unità lagonegrese II). Dalla *facies Lagonegro-Sasso* di Castalda alla *facies S. Fele* si va da depositi molto distali del bacino a depositi via via più prossimali.

Tettonica.

Si è detto inizialmente che i terreni lagonegresi formano nell'Appennino campano-lucano un arco di pieghe asimmetrico, convesso verso oriente, lungo un centinaio di chilometri e largo una ventina. Gli assi delle strutture hanno andamento NO-SE nella parte settentrionale dell'arco, N-S con tendenza alla direzione NNE-SSO in quella meridionale.

Nell'alta valle dell'Agri e nel Lagonegrese, zone di pronunciata culminazione assiale, è stato possibile riconoscere un completo « raddoppiamento » della serie. Nell'unità inferiore le strutture tettoniche sono in genere facilmente riconoscibili, e sono rappresentate da pieghe — per lo più brachianticlinali con asse maggiore lungo al massimo qualche chilometro — che spesso tendono a rovesciarsi verso oriente. Nell'unità superiore, invece, le strutture sono meno evidenti, anche se nell'insieme è possibile riconoscere uno stile a pieghe, come nell'unità inferiore. Questa minore evidenza è dovuta in parte alla minore plasticità dei materiali, in parte alla complicazione delle strutture gravitative da collasso le quali possono talora conferire ai terreni un aspetto addirittura caotico. Entrambe le unità sono localmente fagliate, ma nel complesso le faglie rappresentano nei terreni lagonegresi un elemento tettonico di second'ordine.

Sui terreni dell'unità lagonegrese II sono sovrascorsi i massicci calcarei della piattaforma campano-lucana. Al Monte Alpi e nella finestra tettonica di Campagna, inoltre, è possibile riconoscere che le unità lagonegresi sono sovrascorse a loro volta sui massicci calcarei della piattaforma « esterna ».

Dal punto di vista cinematico è possibile fissare questa successione di eventi:

- 1) sovrascorrimento dei massicci della piattaforma campano-lucana sui terreni lagonegresi. Questi ultimi, al tempo stesso, si suddividono in due unità, la più interna delle quali (unità lagonegrese II) sovrascorre sulla più esterna. L'età di questi movimenti è burdigaliana;
- 2) trasporto verso l'esterno delle unità lagonegresi, con conseguente accavallamento sulla piattaforma del M. Alpi (Tortoniano);
- 3) piegamento delle unità lagonegresi (Pliocene medio?);
- 4) formazione di faglie, per lo più subverticali, connesse con il sollevamento plio-pleistocenico;
- 5) formazione di strutture gravitative di collasso, come risultato di fatti morfotettonici essenzialmente quaternari.

Interpretazione generale.

Nell'Appennino campano-lucano, come in ogni altra catena alpina, è possibile dividere le unità tettoniche in « interne » ed « esterne », a seconda della posizione dei relativi originari domini paleogeografici. Le sequenze delle varie unità affioranti nell'area studiata, sia interne che esterne, sono date nella tabella 3 fuori testo. Per le unità esterne la disposizione delle sequenze da destra verso sinistra

corrisponde all'originaria disposizione dei domini paleogeografici dall'esterno verso l'interno. Per le unità interne, invece, i dati a disposizione non sono sufficienti a tracciare un quadro palinspastico.

Nella tavola 1 è presentata una interpretazione dell'evoluzione tettonica dell'Appennino campano-lucano, limitatamente alle zone esterne, e quindi a partire dalla fase tettonica burdigaliana. Nel corso di questa fase le unità interne (flysch del Cilento ed argille varicolori) ricoprono e in parte scavalcano la piattaforma campano-lucana. La piattaforma stessa si rompe in due parti (unità dell'Alburno-Cervati e unità del M. Foraporta) che si accavallano l'una sull'altra, ed entrambe sovrascorrono sul fianco interno del bacino lagonegrese. Quest'ultimo a sua volta ricopre tettonicamente (unità lagonegrese II) la parte assiale del bacino (unità lagonegrese I).

Nel bacino che si individua ad est dei massicci calcarei, in parte corrispondente all'originario bacino lagonegrese, si depositano nel Burdigaliano-Tortoniano inferiore i « flysch esterni ».

Nel Tortoniano si verifica la seconda violenta fase orogenica; le unità lagonegresi, le unità carbonatiche, le coltri interne e i « flysch esterni » sono trasportati verso l'esterno e si sovrappongono alla piattaforma del Monte Alpi. In connessione con questa fase tettonica, inoltre, per frammentazione dell'unità Alburno-Cervati prende origine l'unità del M. Bulgheria.

La terza ed ultima fase a prevalente componente orizzontale si verifica durante il Pliocene medio-superiore. A seguito di essa l'intera catena si accavalla sull'avampese pugliese.

Il sollevamento isostatico plio-quadernario porta infine l'Appennino campano-lucano al suo assetto attuale.

ABSTRACT

This note, which illustrates the geological map of the Lagonegro terrains (« serie calcareo-silico-marnosa ») in the Campania-Lucania Apennines, is divided into three parts:

- a) facies analysis and stratigraphy of the Lagonegro sequences;
- b) tectonic structures of the Lagonegro terrains, and their relationships with the carbonate thrust sheets of the Southern Apennines;
- c) proposal of a new tectonic model of the Campania-Lucania Apennines.

Facies analysis and stratigraphy.

The Lagonegro sequence outcrops tectonically « redoubled » in all the Southern Apennines: sequences belonging to the axial part of the original basin are overthrust by sequences belonging to the western (internal) flank of the basin. Sequences referring to the eastern (external) flank of the Lagonegro basin are unknown in the Southern Apennines. In the whole studied area it is possible, therefore, to distinguish two Lagonegro units: the Lagonegro unit I (lower unit) and the Lagonegro unit II (upper unit).

Lagonegro Unit I. The sequence consists of:

« *calcari con selce* ». Grey calcilitites with chert nodules and bands. Thickness: around 500 metres. Fossils: *Halobia* spp., *Posidonomya* spp., rare ammonites, Radiolaria, sponge spicules. Age: Upper Triassic;

« *scisti silicei* ». Siliceous claystones and shales, radiolarites with very rare graded calcareous microbreccias. Thickness: 70-80 metres. Fossils: Radiolaria and rare foraminifers in the microbreccias. Age: Jurassic;

« *galestri* ». Black shales and siliceous calcilitites. Thickness: more than 400 metres. Fossils: Radiolaria and rare foraminifers. Age: Lower Cretaceous.

Lagonegro Unit II. The sequence consists of:

« *Monte Facito Formation* ». Clays, marls, siltstones and sandstones; occasionally calcarenites, microbreccias and polygenic conglomerates (terrigenous member). Lenses of massive limestones (organogenic member) are interbedded in the clastic sediments. Thickness: about 200 metres. Fossils: *Spiriferina fragilis*, *Retzia* sp., *Daonella* spp., rare ammonites (terrigenous member); algae, corals, pelecypods, brachiopods etc. (organogenic member). Age: Middle Triassic;

« *calcari con selce* ». Calcilitites; dolomitic limestones, dolomites; subordina-ly intraformational conglomerates with chert nodules and bands. Thickness: varying from 160 to 230 metres. Fossils: *Halobia* spp., *Posidonomya* spp., rare ammonites, Radiolaria and sponge spicules. Age: Upper Triassic;

« *scisti silicei* ». Radiolarites, marls and siliceous claystones, with interbedded graded calcareous breccias and microbreccias, Thickness: varying from 185 to 240 metres. Fossils: Radiolaria and sponge spicules. In the graded microbreccias *Dictyoconus* (?) *cayeuxi*, *Protopenneroplis striata*, *Nautiloculina oolitica*, *Trocholina* spp. and other microfossils are present. Age: Jurassic;

« *galestri* ». Claystones, shales, marls and calcilitites, with interbedded calcareous microbreccias. Max. thickness: 200 metres. Fossils: Radiolaria and sponge spicules. *Protopenneroplis* sp., *Trocholina* sp., Tintinnidae and other microfossils are present in the calcareous microbreccias.

In both tectonic units the « *galestri* » are the highest formation which certainly belongs to the Lagonegro terrains. The « *scisti rossi di Pecorone* » and the « *flysch rosso* » may represent the probable prosecution of the sequence.

The « *scisti rossi di Pecorone* », which geometrically overlie the Lagonegro unit I, consist of siliceous shales, cherts, fine-grained graded calcarenites. The thickness is some tens of metres. Only in the middle-lower part of the sequence some fossils have been found, which indicate an Upper Cretaceous age.

The « *flysch rosso* » is made up of:

a) graded siliceous claystones and cherts; graded calcirudites and calcarenites intercalated with red and green clays. Max. thickness: 100-150 metres. Fossils: Radiolaria and sponge spicules. In the calcarenites and calcirudites orbitolines, fragments of rudistids, *Globotruncana* spp., *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides* are present. Age: Upper Cretaceous;

b) graded calcarenites and calcirudites intercalated with red and greenish marls. Max. thickness: around 100 metres. Fossils: macroforaminifers and other organisms. Age: Paleogene;

c) calcareous microbreccias, clays and quartzarenites. Max. thickness: some tens of metres. Fossils: *Miogypsina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp. etc. Age: Lower Miocene (Aquitanian-Burdigalian).

The characters of the described formations are monotonous in the lower unit, varying in the upper one, mainly in the « *calcarei con selce* » and in the « *scisti silicei* ». In these formations, therefore, a *Lagonegro-Sasso di Castalda facies* (Lagonegro unit I), an *Armizzone facies*, a *Pignola-Abriola facies* and a *S. Fele facies* (Lagonegro unit II) have been distinguished. These different *facies* denote different depositional environments, being the terrains of the *Lagonegro-Sasso di Castalda facies* very distal basinal deposits, and those of the *S. Fele facies* rather proximal basinal deposits.

Tectonics.

The outcrops of the Lagonegro terrains form in the Campania-Lucania Apennines an asymmetrical arc, convex eastward, about 100 km long and 20 km wide. The fold axes trend NW-SE in the northern part of the arc, N-S and NNE-SSW in the southern part. In the high Agri Valley and in the Lagonegro region (both zones of axial culmination) it has been possible to recognize that the Lagonegro sequence is tectonically redoubled. The tectonic structures are easily traceable in the Lagonegro unit I. They are folds — usually doubly plunging folds — with axes not longer than some km, often overturned eastward. In the Lagonegro unit II, on the contrary, the structures are generally less evident even if it is possible to recognize a general folding as in the lower unit. Partly the greater brittleness of the rocks, partly the frequent collapse structures which locally produce a chaotic aspect, are responsible for this smaller evidence. Faults are present in both units, but they are a second order element in the Lagonegro terrains.

The Lagonegro unit II is tectonically overlain by carbonate nappes belonging to the Campania-Lucania Platform. At Monte Alpi, as well as in the Campagna tectonic window, it is possible to recognize that the Lagonegro units themselves overthrust carbonate units belonging to the Monte Alpi Platform.

We can fix, therefore, the following kinematic events:

a) thrust of the carbonate nappes upon the Lagonegro terrains. From the latter, contemporaneously, two tectonic units originated: the Lagonegro unit I and the Lagonegro unit II. The Lagonegro unit II overthrust the former. The age of these movements is Burdigalian;

b) orogenic transport of the Lagonegro units toward the external domains, and consequent overthrust upon the Monte Alpi Platform. The age of these movements is Tortonian;

c) folding of the Lagonegro terrains probably during the Middle Pliocene;

d) faulting, in connection with the Plio-Pleistocene uplift;

e) forming of gravity collapse structures, connected with the Quaternary erosion.

Outlines of the Campania-Lucania Apennines.

In Southern Italy three regions with different structural characters have been distinguished: the Apulia, the Bradano Valley and the Apennines.

The Apulia is the foreland of the Apennine chain, and consists of a gently deformed shallow water carbonate sequence which represents the sedimentary cover of the northern margin of the African socle.

The Bradano valley, called by the Italian geologists *Fossa Bradanica* is the foretrench of the Apennines, and is filled by autochthonous Upper Pliocene and Pleistocene clastic sediments.

The Apennines is a typical Alpine chain, made up of nappes which have been thrust tens or hundreds kilometres far from their roots.

In the Apennines, as in each other chain, it is possible to divide the tectonic units in « internal » and « external », with respect to their original paleogeographic belts. The sequences of all « internal » and « external » units are given in Table 3.

In Plate 1 is proposed a model of the tectonic evolution of the external zones of the Campania-Lucania Apennines. The Middle Triassic taphrogenesis and the Lower-Middle Liassic tectonic phase were responsible for the paleogeographic arrangement, and there is no substantial change in the paleogeographic belts and their relationships from the Liassic till the Paleogene.

The first orogenic phase in the external zones occurred during the Lower Miocene (Burdigalian). « Internal » units (Cilento Flysch and « *argille varicolori* ») overthrust and partially overrode the Campania-Lucania Platform; the platform itself broke in two parts (Alburno-Cervati unit and Foraporta unit) which thrust one upon the other, and overthrust together the internal flank of the Lagonegro basin. The latter, finally, (Lagonegro unit II) tectonically covered the axial part of the basin (Lagonegro unit I). The total amount of the shortening because of the Burdigalian phase was approx. 150 kilometres.

The second violent orogenic phase occurred during the Upper Miocene (Tortonian). The Lagonegro units, the carbonate thrust sheets and the « internal » nappes together overthrust the Monte Alpi Platform, transporting « piggy back » the « external » flysch by which they were unconformably overlain.

Probably in the same tectonic phase the Monte Alpi unit overthrust the Molise basin. At the same time the Bulgheria unit originated from the breakage of the Alburno-Cervati unit during the general horizontal motion. The total amount of the shortening because of the Tortonian phase was approx. 100 kilometres.

The third and last orogenic phase occurred during the Middle-Upper Pliocene, and produced a further displacement forward (approx. 50 kilometres) of the whole chain, already built by this time, upon the Apulia foreland.

With the Upper Pliocene, and principally Pleistocene uplift, we have the Apennines in its present state.

INTRODUZIONE

Nel 1967 fu dato alla stampa sul Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli un mio lavoro, dal titolo *Studi di Geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*, nel quale intendevo fare il punto delle allora attuali conoscenze sulla serie calcareo-silico-marnosa, o « serie di Lagonegro », ovviamente inquadrandone la geologia nel generale contesto della geologia dell'Appennino meridionale.

I principali risultati raggiunti riguardanti strettamente la serie calcareo-silico-marnosa, consistevano: nell'aver individuato un « raddoppiamento » della serie su scala regionale; nell'aver riconosciuto terreni più antichi dei calcari con liste e noduli di selce ad *Halobia*, in precedenza confusi con il flysch o con gli scisti silicei; nell'aver individuato attraverso un'analisi petrografica e sedimentologica differenti facies che permettono di collocare le varie sequenze della serie calcareo-silico-marnosa nella loro primitiva posizione nel bacino di sedimentazione, chiarendone le originarie reciproche relazioni.

Avrebbe dovuto essere allegata al lavoro una carta geologica in scala 1:100.000, carta che ebbi modo di illustrare al momento della presentazione del lavoro (giugno 1967), ma che non fu poi stampata per mancanza di fondi. Dopo quattro anni, nel 1971, sembrò che si potesse finalmente procedere alla stampa, includendo la carta con le relative note illustrative nel volume in onore di F. SCARSELLA, pubblicato sulle Memorie di questa Società. Nuove difficoltà economiche hanno determinato un ulteriore ritardo, superato mercé un generoso contributo del Banco di Napoli.

La carta qui presentata non è dissimile da quella che era stata preparata nel 1967; l'unica modifica consiste nell'aver separato i terreni del M. Foraporta dai massicci calcarei silentino-lucani. Il M. Alpi, inoltre, già allora distinto dagli altri massicci calcarei come qualcosa di anomalo, ha trovato la sua sistemazione come elemento della piattaforma carbonatica « esterna » (D'ARGENIO & SCANDONE 1970, ORTOLANI & TORRE 1971). È da tener presente, inoltre, che i terreni affioranti nell'area del foglio 211 S. Arcangelo furono rilevati sulle vecchie edizioni delle tavolette IGM. Il riporto sulla nuova edizione del 100.000, pertanto, è da considerare non privo di errori.

La carta è, com'era nelle intenzioni, una carta tematica sulla

serie calcareo-silico-marnosa della quale illustra la stratigrafia, le facies, le strutture tettoniche e i rapporti con i massicci calcarei. Non sono fornite informazioni più ampie sulla geologia regionale, che possono essere trovate nei fogli Melfi, Potenza, Lauria e S. Arcangelo della Carta Geologica d'Italia con relative Note illustrative, e nella carta geologica allegata alla sintesi di OGNIBEN 1969. Nel testo che segue, ad ogni modo, saranno discussi i principali problemi geologici dell'Appennino campano-lucano.

Nelle Note illustrative dei fogli Potenza e Lauria (SCANDONE 1971) ho distinto i terreni ivi affioranti in quattro gruppi principali:

A) *terreni mesozoici e terziari precedenti la fase burdigaliana* (1) (serie calcareo-silico-marnosa, serie carbonatica dei massicci silentino-lucani, del M. Bulgheria e dei monti di Trecchina, serie del M. Foraporta, serie del flysch del Cilento, terreni fliscioidi di posizione incerta);

B) *terreni miocenici successivi alla fase burdigaliana* (formazione di Gorgoglione, formazione di Stigliano e formazione di Serra Palazzo);

C) *terreni successivi alla fase tortoniana* (conglomerati, sabbie e argille del Pliocene inferiore e medio);

D) *terreni successivi alla fase mediopliocenica.*

Nella carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa non ho seguito, per le ragioni sopra esposte, queste divisioni. In essa sono state effettuate molte suddivisioni nei terreni della serie calcareo-silico-marnosa (caselle 2-13 della legenda), mentre sono stati riuniti in un unico gruppo i terreni dei massicci calcarei silentino-lucani (unità dell'Alburno-Cervati, casella 15), quelli del M. Foraporta (casella 14) e quelli del M. Alpi (casella 1). Inoltre sono stati riuniti (casella 16) tutti i terreni del gruppo B) e i terreni « plastici » del gruppo A) (flysch del Cilento e flysch metamorfico del Frido, terreni « sicilidi », flysch dei massicci silentino-lucani, terreni fliscioidi di posizione incerta).

Nella trattazione dei vari argomenti si seguirà all'incirca lo schema usato in SCANDONE 1967, lavoro dal quale, quando necessario, si riporteranno interi brani. Nella prima parte saranno trattate la stratigrafia e le facies delle principali successioni tipo individuate nella serie calcareo-

(1) Uso qui il termine Burdigaliano nello stesso senso in cui PESCATORE, SCROSSO & TORRE (1970) usano il termine Langhiano, caratterizzato dalla « esplosione di *G. trilobus* cui si accompagnano *G. dehiscens* nella parte bassa, *G. bisphe-ricus* e *O. suturalis* nella parte alta ».

silico-marnosa; nella seconda parte si passerà all'esame delle strutture tettoniche dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e dei loro rapporti con i massicci calcarei; nella terza parte, infine, saranno discusse le attuali concezioni sull'evoluzione tettonica e sulla struttura dell'Appennino campano-lucano.

RINGRAZIAMENTI

Vorrei qui ringraziare tutti i colleghi dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, in particolare G. BONARDI e I. SCROSSO per le molte, preziose discussioni. Un vivo ringraziamento rivolgo al Prof. F. IPPOLITO, Direttore dell'Istituto di Geologia, per gli utili suggerimenti datimi, per la lettura critica del manoscritto e per aver fatto di tutto perchè finalmente vedesse la luce la carta geologica allegata a questa Nota.

Vorrei ringraziare infine il Banco di Napoli che ha generosamente sostenuto le spese di stampa della Carta, rendendo possibile la pubblicazione di questo lavoro.

AGGIORNAMENTO DELLE CONOSCENZE

Tra il 1967 e l'inizio del 1972 hanno visto la luce numerosi lavori sulla geologia lucana: ricordo soprattutto BOENZI & CIARANFI 1970, BOENZI, CIARANFI & PIERI 1968, PALMENTOLA 1967, 1969, 1970, CENTAMORE 1969, CENTAMORE ed altri 1971, CHIOCCHINI 1969, PESCATORE 1970 per i flysch « esterni »; VEZZANI 1968, 1969, 1970, COCCO 1972, COCCO & PESCATORE 1968 per i flysch « interni »; BOUSQUET & GUEREMY 1968, BOUSQUET & GRANDJACQUET 1969, D'ARGENIO & SCANDONE 1970, ORTOLANI & TORRE 1971, per l'Appennino calcareo; DE CASTRO COPPA ed altri 1969; PESCATORE, SCROSSO & TORRE 1970, PESCATORE 1970 per i rapporti tra l'Appennino calcareo ed i flysch esterni.

I risultati di questi lavori sono riassumibili in:

a) riconoscimento nell'Appennino meridionale dell'esistenza, durante il Mesozoico e il Terziario inferiore, di due piattaforme carbonatiche, separate da un bacino che con ogni probabilità corrisponde all'originario bacino di sedimentazione della serie calcareo-silico-marnosa.

La piattaforma più interna, o piattaforma campano-lucana, è rappresentata oggi nei massicci calcarei silentino-lucani, nei monti Picentini e nell'Avella-Partenio; la piattaforma esterna, o piattaforma abruzzese-campana, è rappresentata in Lucania, per quanto se ne sa attualmente, solo nel M. Alpi. Più a N, nell'Appennino campano, essa affiora estesamente al Matese, al M. Maggiore, al Camposauro. Tra la piattaforma esterna e la piattaforma delle Murge doveva correre un altro solco la cui esistenza sarebbe provata dalle facies pelagiche del Molise (v. Pozzo Frosolone I in PIERI 1966). Non è escluso che tale solco verso S andasse chiudendosi, determinando al limite la saldatura della piattaforma esterna alle Murge;

b) localizzazione dell'area di sedimentazione dei « flysch esterni » (formazione di Castelvetere e formazione di Gorgoglione, formazione di Stigliano o Flysch Numidico e formazione di Serra Palazzo, flysch della Daunia) tra la piattaforma interna, in questo intervallo di tempo in via di traslazione o già in parte traslata verso oriente a seguito della fase tettonica burdigaliana e serravalliana, e la piattaforma esterna;

c) a luoghi (foglio Melfi) sedimentazione del Flysch Numidico sul complesso delle argille varicolori (segnatamente sulla formazione di Corleto Perticara);

d) riconoscimento di un wildflysch a blocchi calcarei nella parte più interna del bacino interposto tra le due piattaforme, connesso con la fase tettonica burdigaliana;

e) accavallamento delle due piattaforme e conseguente « spremitura » verso oriente dei « flysch esterni » durante la fase tettonica tortoniana.

Quantunque alcuni dei lavori anzidetti abbiano importanza notevole, nessuno di essi, tuttavia, propone uno schema generale, di carattere regionale. Una sintesi viene tentata da OGNIBEN 1969, il quale pubblica una ponderosa memoria sul confine calabro-lucano, donde si estende poi a macchia d'olio per abbracciare l'intera area mediterranea.

In essa viene fatta un'ampia revisione critica dei lavori precedenti e viene proposto un nuovo schema interpretativo. Sullo schema, che porta contributi di grandissimo interesse, tornerò più tardi, nella III parte di questo lavoro. Per quanto concerne la bibliografia ragionata, è da dire che essa non è accettabile senza riserve, soprattutto per il tono generale adoperato e per l'atteggiamento « ex cathedra » verso i precedenti studiosi dell'Appennino, che vengono catalogati in « competenti » e non, quando addirittura non sono definiti « eterodossi ».

Per quanto concerne specificatamente la serie calcareo-silico-marnosa vedono la luce i lavori di MATTAVELLI & NOVELLI (1968), di TADDEI RUGGIERO (1968), di DE STASIO (1971), di BRÖNNIMAN, DURAND DELGA e GRANDJACQUET (1971), di DONZELLI & CRESCENTI (1970), e soprattutto la fondamentale monografia di DE CAPOA BONARDI (1970).

MATTAVELLI & NOVELLI esaminano dal punto di vista petrografico la sezione di S. Fele, e ne traggono importanti deduzioni per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione e la diagenesi. Su questo lavoro tornerò più tardi, trattando dell'ambiente di sedimentazione della serie calcareo-silico-marnosa.

TADDEI RUGGIERO descrive la fauna a brachiopodi contenuta nelle argille della Pietra Maura, appartenenti alla formazione di M. Facito. DE STASIO e BRÖNNIMAN, DURAND DELGA & GRANDJACQUET separatamente segnalano e descrivono microfaune del Cretacico inferiore nel flysch galestrino.

DONZELLI & CRESCENTI segnalano nella parte bassa della formazione di M. Facito la presenza di una fauna del Permiano, probabilmente rimaneggiata.

DE CAPOA BONARDI descrive le halobie e le daonelle della serie calcareo-silico-marnosa, revisiona le faune di DE LORENZO e di GEMMELLARO e finalmente mette ordine nella biostratigrafia del Trias pelagico lucano.

PARTE PRIMA

STRATIGRAFIA

1. PREMESSA

I terreni della serie calcareo-silico-marnosa formano nell'Appennino campano-lucano un arco di pieghe asimmetrico, convesso verso oriente, lungo un centinaio di chilometri e largo una ventina, avente andamento appenninico nella parte settentrionale, meridiano con tendenza alla direzione NNE-SSO in quella meridionale. Nell'alta valle dell'Agri e nel Lagonegrese gli assi delle strutture hanno due zone di pronunziata culminazione, ed affiorano quindi i termini geometricamente più bassi. In queste due aree è stato possibile riconoscere che la serie calcareo-silico-marnosa si presenta regionalmente raddoppiata. L'analisi delle facies nell'unità superiore ed in quella inferiore ha mostrato che i

terreni appartenenti al fianco interno, occidentale, dell'originario bacino di sedimentazione, hanno ricoperto quelli appartenenti alla zona assiale. L'entità della traslazione non è inferiore a 40 chilometri. Dei terreni appartenenti al fianco orientale del bacino non v'è traccia in affioramento.

Dall'alto verso il basso la successione dei terreni riconosciuti è la seguente (tabella 1):

TABELLA 1

Età	Unità Lagonegrese II	Unità Lagonegrese I
Cretacico inferiore	<p><i>galestri</i>: marne e argilliti, più o meno silicifere, rare brecciole calcaree gradate</p> <p>Fossili: radiolari, spicole di spugna, <i>Protopenereplis</i> sp., <i>Trocholina</i> spp., calpionelle</p>	<p><i>galestri</i>: argilliti e calcilutiti molto silicifere, rarissime calcareniti gradate</p> <p>Fossili: radiolari, spicole di spugna, foraminiferi arena-cci banali</p>
Giurassico	<p><i>scisti silicei</i>: radiolariti con intercalazioni di brecciole gradate, silicizzate e non, argilliti silicee, brecciole gradate parzialmente dolomitizzate</p> <p>Fossili: radiolari, spicole di spugna, <i>Protopenereplis striata</i>, <i>Nautiloculina oolitica</i>, <i>Trocholina</i> spp., <i>Dicthyconus</i> (?) <i>cayeuxi</i></p>	<p><i>scisti silicei</i>: radiolariti ed argilliti silicee con rarissime brecciole calcaree gradate</p> <p>Fossili: radiolari, spicole di spugna, foraminiferi arenacei</p>
Trias superiore	<p><i>calcari con selce</i>: calcilutiti, calcareniti, conglomerati intraformazionali e dolomie con liste e noduli di selce</p> <p>Fossili: <i>Halobia</i> spp., <i>Posidonomya</i> spp., rare ammoniti, radiolari e spicole di spugna</p> <p><i>formazione di M. Facito</i>: argille, marne, siltiti ed arenarie, con intercalazioni di calcari massicci</p>	<p><i>calcari con selce</i>: calcilutiti con liste e noduli di selce</p> <p>Fossili: <i>Halobia</i> spp., <i>Posidonomya</i> spp., rare ammoniti, radiolari e spicole di spugna</p>
Trias medio	<p>Fossili: <i>Spiriferina fragilis</i>, <i>Daonella</i> spp., rare ammoniti nelle argille; molluschi, coralli, alghe etc. nei calcari massicci</p>	

Unità Lagonegrese II

7) *galestri*: alternanza di marne e argilliti grige e biancastre e di calcilutiti più o meno silicifere, con strati di brecciole calcaree gradate. Spessore massimo: 200 metri. Fossili: radiolari e spicole di spugna e, nelle brecciole, *Protopeneroptis* sp., *Trocholina* spp., rare calpionelle. Età: CRETACICO inferiore.

6) *scisti silicei*: argilliti, marne più o meno silicifere, radiolariti rosse e verdi e brecciole calcaree gradate. Spessore: 185-250 metri. Fossili: radiolari e spicole di spugna e, nelle brecciole, *Protopeneroptis striata*, *Nautiloculina oolitica*, *Trocholina* spp., *Dictyoconus* (?) *cayeuxi*. Età: GIURASSICO.

5) *calcari con selce*: calcilutiti e calcareniti, conglomerati intraformazionali e dolomie con liste e noduli di selce. Spessore: 160-230 metri. Fossili: *Halobia* spp., *Posidonomya* spp., rare ammoniti, radiolari e spicole di spugna. Età: TRIAS superiore.

4) *Formazione di Monte Facito*: argille, marne, siltiti e arenarie (membro terrigeno), con intercalazioni lenticolari di calcari massicci (membro organogeno). Spessore: 200 metri circa. Fossili: *Daonella* spp., brachiopodi, rare ammoniti e numerosi altri molluschi, alghe. Età: TRIAS medio.

Unità Lagonegrese I

3) *galestri*: alternanza di argilliti silicee grigio piombo e di calcilutiti più o meno silicifere, ricche in ferro e manganese. Spessore massimo: oltre 400 metri. Fossili: rari foraminiferi arenacei banali e radiolari. Età: CRETACICO inferiore, per posizione stratigrafica.

2) *scisti silicei*: argilliti silicee e radiolariti policrome, rarissime brecciole calcaree. Spessore: 70-80 metri. Fossili: radiolari e rari foraminiferi nelle brecciole calcaree. Età GIURASSICO.

1) *calcari con selce*: calcilutiti grige con liste e noduli di selce. Spessore: 500 metri circa. Fossili: *Halobia* spp., *Posidonomya* spp., rare ammoniti, radiolari e spicole di spugna. Età: TRIAS superiore.

I caratteri delle singole formazioni sono monotoni nell'unità lagonegrese inferiore, variabili in quella superiore. Sono state pertanto distinte nei calcari con selce e negli scisti silicei una *facies S. Fele*, una *facies Pignola-Abriola*, una *facies Armizzone* (unità lagonegrese II), e una *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* (unità lagonegrese I). Riporto qui da SCANDONE 1967 i caratteri delle *facies* distinte.

I terreni della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* hanno caratteri di depositi distali di bacino. La formazione dei calcari con liste e noduli di selce è costituita interamente da calcilutiti selcifere ben stratificate, con interstrati e livelli di argilliti. Lo spessore è di circa 500 metri. La formazione degli scisti silicei è costituita da diaspri radiolaritici e in misura minore da marne e argilliti estremamente silicifere; lo spessore varia da un minimo di 60-70 metri (Lagonegro) ad un massimo di 80-90 metri (Sasso di Castalda). Gli scisti silicei rappresentano una serie comprensiva di quasi tutto il Lias e il Giura, caratterizzata da una lentissima velocità di sedimentazione in ambiente profondo.

La *facies S. Fele* ha caratteri prossimali. La formazione dei calcari con liste e noduli di selce è rappresentata da dolomie stratificate con selce e subordinatamente da breccie dolomitiche intraformazionali, con selce in frammenti angolosi; lo spessore affiorante è di circa 200 metri a M. Pierno. Gli scisti silicei sono costituiti da radiolariti, marne e argilliti silicifere con numerosi livelli di calciruditi e calcareniti gradate aventi il significato di « breccie di fianco » di geosinclinale; lo spessore è di oltre 200 metri.

La *facies Pignola-Abriola* ha caratteri meno decisamente prossimali. La formazione dei calcari con liste e noduli di selce è costituita da calcilutiti e calcisiltiti grige, dolomie biancastre ben stratificate con liste e noduli di selce, e subordinatamente da breccie dolomitiche con selce in frammenti angolosi; lo spessore è di circa 230 metri. Gli scisti silicei sono costituiti da radiolariti nella parte alta, e da radiolariti, marne e argilliti silicifere nella parte bassa. Sono frequenti le brecciole gradate, ma in quantità minore che a S. Fele. Lo spessore è di circa 240 metri.

La *facies Armizzone* ha caratteri intermedi tra quelli della *facies Pignola-Abriola* e quelli della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*. I calcari con selce sono costituiti da calcilutiti grige selcifere, ben stratificate e da conglomerati intraformazionali. Negli affioramenti più settentrionali compaiono calcari dolomitici e dolomie che preludono alla *facies Pignola-Abriola*. Lo spessore varia da un minimo di 165 metri all'Armizzone, a circa 250 metri nell'alta valle dell'Agri. Gli scisti silicei hanno caratteri abbastanza simili a quelli della *facies Pignola-Abriola*, ma le brecciole gradate sono presenti in misura di gran lunga minore. Lo spessore è di 150-200 metri.

La *facies Pignola-Abriola* fa passaggio verso N (Vietri di Potenza) alla *facies S. Fele* e verso S (alta valle dell'Agri) alla *facies Armizzone*.

Per i calcari con liste e noduli di selce questo passaggio consiste, spostandosi da N a S, in una progressiva riduzione dello spessore della

formazione e della frequenza dei termini dolomitici, mentre compaiono, e sono abbondanti soprattutto nella parte alta dei calcari con selce della *facies Armizzone*, termini conglomeratici (conglomerati intraformazionali).

Per gli scisti silicei il passaggio graduale consiste, sempre spostandosi da N a S, in una progressiva riduzione delle brecciole gradate ed in un progressivo aumento della frequenza dei termini diasprigni su quelli argillitici.

La *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* affiora estesamente nel Lagonegrese (Serra dell'Alto - M. Milego, Gianni Griecu - M. Castagnereto, gruppo del M. Sirino) e nell'alta valle dell'Agri (gruppo del M. Vulturino), in finestra tettonica sotto i terreni delle *facies Pignola-Abriola* ed *Armizzone*. Questi, assieme alla *facies S. Fele*, occupavano originariamente una parte prossimale, occidentale, dell'originario bacino; la *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* occupava invece la parte assiale.

La *formazione di M. Facito* costituisce il letto dei calcari con liste e noduli di selce delle *facies Pignola-Abriola* ed *Armizzone*. Nella *facies S. Fele* e nella *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* la base dei calcari con liste e noduli di selce non affiora.

Le distinzioni suddette possono essere operate agevolmente sul terreno, e sono state pertanto figurate nella carta geologica qui presentata. Nella figura 1 è riportata a grandi linee la distribuzione delle varie *facies* distinte.

Nei galestri l'unica differenziazione operata, possibile, ma tutt'altro che semplice, è tra i galestri dell'unità superiore e quelli dell'unità inferiore. La differenziazione è basata essenzialmente sulla maggiore quantità di marne e di brecciole calcaree nei galestri dell'unità superiore e sulle *facies* più spiccatamente di « black shales » sviluppate in tutta la sequenza dei galestri dell'unità inferiore.

Nella descrizione che segue sarà esaminata prima l'unità lagonegrese superiore, quindi quella inferiore, analizzando via via le sequenze tipo delle varie *facies* descritte, dal basso verso l'alto in ciascuna sequenza.

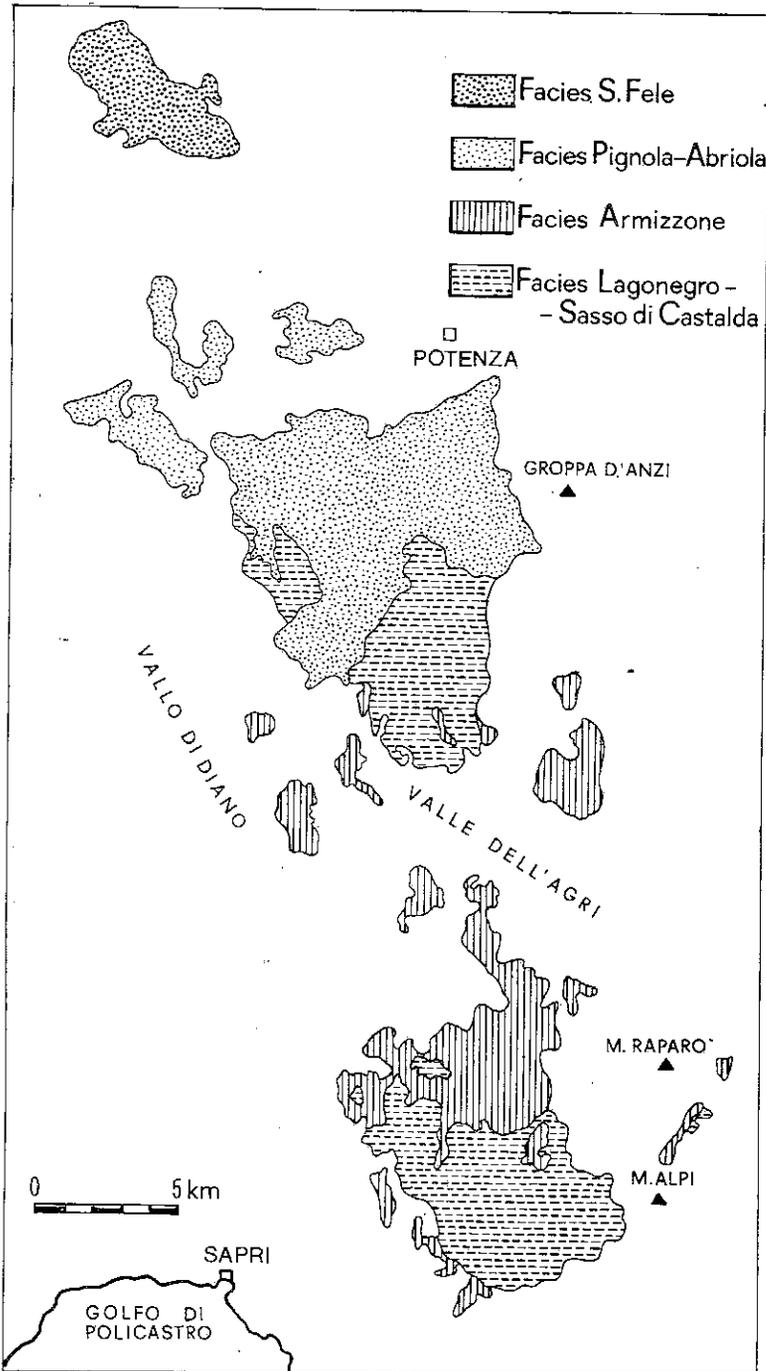


Fig. 1. — Principali affioramenti dei terreni lagonegresi nell'Appennino campano-lucano. Distribuzione delle facies.

1.1. UNITÀ LAGONEGRESE II

1.1.1. Formazione di M. Facito

Affiora estesamente in tutta l'area di affioramento della serie calcareo-silico-marnosa, con le migliori esposizioni nel Lagonegrese a N del M. Sirino e tra l'alta valle dell'Agri e il gruppo del M. Arioso.

Al M. Facito (Tav. 199 - II NO Marsico Nuovo) affiora in migliore esposizione la sezione più lunga nota.

Riporto la descrizione del profilo da SCANDONE 1967, con le aggiunte apportate in SCANDONE 1971, dal basso in alto:

1) marne e marne argillose più o meno scagliose grige; argille e argille siltose giallastre, alternate nella parte alta ad arenarie quarzoso-micacee a grana fine o finissima, ricche di frustoli carboniosi, in strati di 20-30 cm (50 metri).

Nel versante meridionale ed occidentale del M. Facito sulle facce di strato delle arenarie si notano magnifiche, regolari increspature di fondo (*ripple marks*) da onda. Nel versante nord-occidentale del rilievo in questione le *ripple marks* da onda sono sostituite, nello stesso livello, da *ripple marks* da corrente.

Le argille, di colore giallastro, prevalgono quantitativamente sugli altri litotipi. Alla Pietra Maura sono ricchissime di brachiopodi, in ottimo stato di conservazione. Le forme presenti (TABDEI RUGGIERO 1968) sono: *Anisactinella maurensis* n. sp., *Pentactinella scandonei* n. sp., *Spiriferina fragilis*, *Retzia* cfr. *schwageri*, *Retzia* sp.. Oltre ai brachiopodi si raccolgono piccoli coralli individuali, articoli di crinoidi, rari gusci di *Daonella* (?), frammenti di pettinidi costati. Nelle arenarie intercalate ho rinvenuto un solo esemplare ben conservato di *Pecten discites*. L'età è anisica.

2) alternanza di siltiti e arenarie a grana fine rosse e verdi, marne e argilliti rosso vinaccia e verdognole, brecciole, conglomerati poligenici in strati e banchi, calcareniti e calcareniti oolitiche grige (120 metri).

Le siltiti e le arenarie a grana fine presentano frequentemente fogliettatura obliqua e parallela, subordinatamente convoluta. Alla base degli strati sono frequenti i calchi di docce di erosione (*flute casts*). In misura molto limitata si possono trovare anche strati silicei di 5-15 centimetri di spessore, che simulano diaspri. Si tratta, invece, di siltiti completamente silicizzate, ma che ancora conservano la fogliettatura

obliqua o parallela e talvolta, sulla faccia inferiore dello strato, calchi di docce di erosione.

I conglomerati, in strati e banchi lentiformi, sono sempre poligenici, con clasti delle dimensioni variabili dal centimetro ad una ventina di centimetri di diametro. Nei clasti sono rappresentati tutti i litotipi della formazione, vale a dire siltiti, arenarie, calcareniti, calcareniti oolitiche, etc.. La forma è variabile, da spigolosa a subsferica, a piastrella. Anche il modo di accumulo è probabilmente vario: in alcuni casi sembra si tratti di conglomerati da spiaggia, da mettere in relazione a locali emersioni; altrove, invece, sembra si tratti di accumuli da frane, con accenni anche di sedimentazione gradata.

Le brecciole sono poligeniche, a cemento calcareo e a matrice argilloso-siltosa. In alcuni luoghi, come lungo la mulattiera che da Marsico Nuovo conduce alla Pietra Maura, si vede chiaramente che riempiono canali di erosione profondi sino a 70-80 centimetri, larghi due o tre metri, e sono perfettamente gradate.

Le calcareniti e le calcareniti oolitiche, che presentano sempre fogliettatura parallela e più spesso obliqua, sono frequenti soprattutto in vicinanza dei calcari massicci.

Verso la metà dell'intervallo è presente un livello di argille e argille siltose rosse con *Daonella taramellii*, *D. udvariensis*, *D. boechi*, *D. cfr. badiotica*, *D. cfr. tyrolensis*, di età ladinica inferiore.

3) alternanza di marne, siltiti e argilliti verdi e vinaccia (m. 10).

4) argille e marne argillose fogliettate rosse, in misura molto minore verdi, con rarissimi strati intercalati di calciliti rosate e rosso mattone (m. 4 circa). Questo livello è ricchissimo di *Posidonomya* sp. e di *Daonella lommeli*, e contiene anche rare ammoniti.

5) alternanza di strati e straterelli di calcisiltiti, calciliti silicifere, marne e argilliti rosse e verdastre (6-7 metri).

Con gradualità si passa quindi ai calcari con liste e noduli di selce. I calcari massicci (membro organogeno) si estendono verticalmente in masse lenticolari dal livello 1 al livello 3 del membro terrigeno; al di sopra del livello 3 scompaiono, probabilmente per l'aumentata profondità del fondo. Si tratta di piccole scogliere isolate, del tipo delle *patch reefs*, con diametro di base generalmente non superiore ad alcune centinaia di metri, ma spesso addirittura dell'ordine delle decine di metri. Nell'alta valle dell'Agri in numerose località sono stati accertati i rapporti stratigrafici tra scogliere e sedimenti terrigeni.

Localmente, come alla Tempa del Lupo (Tav. 199-II NO Marsico Nuovo) sono ben conservate anche le originarie scarpate di scogliera,

con al piede le relative breccie. Abbastanza frequentemente, inoltre, si rinvencono blocchi franati dalle scogliere e inglobati stratigraficamente nei depositi terrigeni. Nel Lagonegrese, invece, non si può escludere che le scogliere non siano in relazioni primarie con i depositi clastici che le accompagnano, ma rappresentino olistoliti franati nel bacino durante la deposizione terrigena. Sia nell'alta valle dell'Agri, ad ogni modo, che nel Lagonegrese, non c'è discordanza di età, in base ai reperti fossili, tra le scogliere e i depositi che le inglobano.

1.1.2. *Calcari con selce (facies S. Fele)*

La successione è costituita da una monotona sequenza di dolomie biancastre, ben stratificate, con liste e noduli di selce. Localmente è possibile riconoscere conglomerati intraformazionali completamente dolomitizzati, con frammenti angolosi di selce.

In nessun posto è visibile il passaggio tra la formazione di M. Facito e i calcari con selce della *facies S. Fele*, e pertanto lo spessore massimo osservato, di circa 200 metri, è solo parziale perchè manca la base della formazione. Il passaggio in alto agli scisti silicei è invece molto ben esposto presso l'abitato di S. Fele, nelle gole del T. Bradano, ed è costituito da un'alternanza di strati e straterelli dolomitici e di straterelli di marne dolomitizzate e in parte silicizzate, dello spessore di circa 7 metri.

Non sono stati rinvenuti fossili e l'età triassica superiore è ricavata da correlazioni con i calcari con selce di *facies Pignola-Abriola* ai quali quelli di *facies S. Fele* fanno passaggio laterale.

1.1.3. *Calcari con selce (facies Pignola-Abriola)*

La sezione tipo dei calcari con selce della *facies Pignola-Abriola*, da SCANDONE 1967, è la seguente dal basso:

1) calcilutiti e calcilutiti silicifere nodulari e lastroidi, con intercalazioni di argilliti verdi e vinaccia (m. 4). Questo livello costituisce il termine di passaggio tra la formazione di M. Facito e i calcari con liste e noduli di selce, ed affiora in cattiva esposizione nella sezione tipo;

2) calcilutiti grige in strati e straterelli, con intercalati livelli di calcari lastroidi e nodulari, con rare liste di selce (m. 5,40).

Alla base è presente uno strato dolomitico giallo. Nella parte alta del pacco, in uno strato calcareo di 15-20 centimetri di spessore sono contenuti numerosi gusci di *Halobia cassiana*;

3) calcilutiti e calcisiltiti con fogliettatura parallela, più ricche di selce delle precedenti, con sottili interstrati argillosi verdi (m. 11). Si rinvencono in tutto l'intervallo numerosi gusci di *Posidonomya* sp.;

4) calcilutiti e calcisiltiti simili alle precedenti, senza intercalazioni argillose (m. 3);

5) fitta alternanza di strati e straterelli calcarei e di letti di selce, con sottilissimi interstrati di argille verdi (m. 7);

6) calcilutiti e calcisiltiti con fogliettatura parallela, con liste e noduli di selce, contenenti interstrati argillosi verdognoli più frequenti nella parte alta (m. 47). Lo spessore medio degli strati varia da 10 a 35 centimetri. Nella parte media del pacco la stratificazione è meno regolare. Nella parte alta (da 5 a 10 metri sotto il livello successivo) sono presenti dolomie gialle e calcilutiti grigio-giallastre ricchissime di *Posidonomya* sp. senza alcun orientamento dei gusci e calcari costituiti esclusivamente da accumuli di gusci di *posidonomye* perfettamente orientati. A quest'altezza stratigrafica si rinvencono ammoniti ind.;

7) calcilutiti grige con selce presentanti sulle vecchie superfici una tinta leggermente rosata, in strati di 10-15 centimetri di spessore, contenenti numerosi gusci di *Halobia austriaca* (m. 1);

8) argilliti e marne verdi con *Halobia superba*, con intercalati alcuni straterelli di tufiti (m. 5,30);

9) calcilutiti grige ben stratificate con liste e noduli di selce, ricchissime di *Posidonomya* sp., contenenti rari gusci di *Halobia* cfr. *mojsisovicsi* (m. 8).

I calcari del livello 7 e dell'intervallo 9 sono riconosciuti come livello fossilifero da RICCHETTI (1961). LUPERTO (1964) ha identificato questo livello con quello ad *Halobia sicula* (= *norica*) del Lagonegrese, ponendo *H. sicula* GEMM. in sinonimia con *H. styriaca* MOJS. Su questo argomento si guardi DE CAPOA BONARDI 1970;

10) alternanza di calcari e dolomie con liste e noduli di selce, con passaggi verticali e laterali dall'uno all'altro litotipo (m. 15);

11) calcilutiti grige in strati di 5-35 cm. di spessore, con rare liste, letti e rarissimi noduli di selce bianca (m. 17).

Negli ultimi sei metri della sezione esaminata gli strati calcarei passano lateralmente a strati dolomitici. Il passaggio tra un tipo litologico e l'altro è graduale anche se avviene in breve spazio (10-15 cm. al massimo).

Negli ultimi strati non dolomitizzati si rinvencono rari gusci di *Posidonomya* sp. e di *Halobia* sp.;

12) dolomie con liste e noduli di selce, in strati di 10-40 centimetri di spessore, con qualche interstrato di marne argillose verdognole (m. 21);

13) banco di breccia dolomitica intraformazionale, con selce bianca in noduli e più frequentemente in frammenti angolosi (m. 4);

14) dolomie grigio chiare, ben stratificate, con liste e noduli di selce bianca (m. 25);

15) dolomie mal stratificate con liste e noduli di selce, e breccie dolomitiche simili a quelle del livello 13) (m. 15).

Gli spessori di questo intervallo e del precedente sono approssimativi per la cattiva esposizione del profilo;

16) alternanza di dolomie stratificate, straterellate e lastroidi con liste e noduli di selce grigia e bianca, e di argilliti, marne e marne dolomitizzate verdastre e subordinatamente rosso vinate (m. 25);

17) alternanza di calciliti grige con selce, calcari siliciferi lastroidi, letti di selce, marne e argilliti verdi e nere (m. 7,60);

18) calcari e calcari siliciferi (sempre più siliciferi procedendo verso l'alto) con liste e noduli di selce prevalentemente nera, con intercalazioni di marne e argilliti verdastre (m. 5,40).

Segue un banco di brecciola, di facile identificazione, che è stato scelto quale limite superiore della formazione dei calcari con liste e noduli di selce nella sezione tipo della *facies Pignola-Abriola*.

Lo spessore complessivo della sezione è di circa 230 metri. I fossili rappresentativi, costituiti da varie specie di *Halobia*, indicano un'età carnica per la metà inferiore della formazione; è probabile che la metà superiore, per correlazione con la sezione tipo della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*, appartenga al Norico e probabilmente al Retico.

1.1.4. *Calcari con selce (facies Armizzone)*

Da SCANDONE 1967 e 1971 nella sezione tipo rilevata nella località omonima si succedono dal basso in alto:

1) calciliti grige ben stratificate con sottili intercalazioni di marne e argilliti rosse e verdognole (m. 18). Alla base sono presenti alcuni strati di calcari dolomitici rossastri. I primi strati calcarei contengono *Halobia styriaca* e *Halobia cassiana*. Le halobie non si presentano in ammasso, ma sono più o meno sparse nella roccia e la loro estrazione

è alquanto difficoltosa. In tutto il pacco si rinvencono gusci di *Posidonomya* sp.

2) calciliti grige con selce in strati di 10-15 cm. di spessore, contenenti rari gusci di *Halobia austriaca* (m. 1);

3) marne e argilliti verdi molto silicifere, un po' siltose, contenenti *Halobia superba* (m. 1,50);

4) calcari grigi ben stratificati con liste e noduli di selce, con rari livelli di conglomerati intraformazionali (m. 120);

5) calcari grigio chiari ben stratificati con liste e noduli di selce e subordinatamente conglomerati intraformazionali, con intercalati livelli di argilliti durissime giallastre, aventi singolarmente uno spessore massimo di circa due metri (m. 15);

6) alternanza di argilliti e di diaspri verdognoli e giallastri, con rari strati di calciliti e calcisiltiti con liste e noduli di selce, (m. 4). Questo livello costituisce il termine di passaggio ai soprastanti scisti silicei.

Lo spessore complessivo della sezione è di 160 metri. L'età dei calcari con selce è la stessa di quelli della *facies Pignola-Abriola*.

1.1.5. Scisti silicei (*facies S. Fele*)

Da SCANDONE 1967 e 1971 la successione tipo degli scisti silicei della *facies S. Fele* è la seguente, dal basso verso l'alto:

1) selci straterellate grige, con uno strato intercalato di brecciola gradata completamente silicizzata (m. 2);

2) breccie gradate con liste e noduli di selce, dolomitizzate ed in parte silicizzate, in strati da 20 cm. al metro o poco più, con intercalazioni di selci straterellate grige e verdognole con qualche sottile interstrato di argilliti verdastre (m. 17).

Le breccie sono costituite da clasti calcarei e subordinatamente silicei, di dimensioni variabili da qualche mm. a 5-6 cm. Anche nella selce la tessitura ruditica è perfettamente conservata. Procedendo verso l'alto si osserva una progressiva riduzione delle intercalazioni silicee. Alla base degli strati torbiditici sono abbastanza frequenti le deformazioni da carico. Nella parte bassa del terzo banco torbiditico sono contenuti numerosi macrofossili silicizzati, per lo più in frammenti e indeterminabili. Sono riconoscibili radioli e piastre di echinidi, lamelli-branchi, brachiopodi (*Pygope* sp.), coralli;

3) breccie e brecciole poligeniche con clasti calcarei e subordina-

tamente silicei in strati e banchi di spessore variabile da 60-70 cm. ad un massimo di 4 m., perfettamente gradate (m. 21). Alla base di alcuni banchi sono presenti calchi di docce di erosione che indicano direzione e senso della corrente WNW-ESE. In alcuni banchi è possibile riconoscere un accenno di fogliettatura obliqua e parallela. Frequentemente la parte superiore dei banchi gradati è costituita da grosse liste di selce metasomatica; talora invece è costituita da una marna arenaceo-siltosa verdognola, mal cementata, contenente ciottolini calcarei con elevato indice di arrotondamento, immersi nella matrice non a contatto tra loro. Il diametro di questi ciottolini raggiunge un valore di 3-4 cm., solo eccezionalmente di 10 cm.

In sezione sottile le brecciole appaiono ricche di ooliti. La matrice è quasi sempre ricristallizzata, e la ricristallizzazione spesso interessa anche i clasti. In alcuni clasti si riconoscono intramicriti con *Aeolisaccus dunningtoni* e ammodiscidi (in prevalenza *Glomospira* sp.). Nella matrice si rinvengono numerosi esemplari di *Dictyoconus* (?) *cayeuxi*, *Nautiloculina oolitica*, foraminiferi arenacei ind., radioli di echinidi, numerosi frammenti di alghe tipo *Cayeuxia*. *Dictyoconus* (?) *cayeuxi* dovrebbe marcare il passaggio Aaleniano-Baiociano;

4) marne, marne silicifere ed argilliti silicifere grigio piombo e verdastre, straterellate, con qualche sottile livello di brecciola silicizzata e con un banco torbiditico intercalato di m. 1,40 di spessore (metri 4,75);

5) brecciole calcaree gradate con liste e noduli di selce, in strati grossolani (m. 9,40). In sezione sottile anche queste brecciole appaiono ricche di ooliti. La matrice è quasi totalmente ricristallizzata. Sono presenti *Dictyoconus* (?) *cayeuxi*, *Protopeneroplis striata*, foraminiferi arenacei ind., radioli di echinidi, frammenti di alghe tipo *Cayeuxia*;

6) diaspri rossastri e grigi (m. 1,30);

7) brecciole calcaree gradate con liste e noduli di selce metasomatica, (m. 3);

8) diaspri grigio-verdognoli con rari livelli di qualche decimetro di spessore di brecciole silicizzate (m. 10);

9) brecciole calcaree in strati e banchi, a grana più fine delle torbiditi calcaree precedentemente descritte, e più ricche di selce (m. 33).

La microfauna significativa è costituita da *Protopeneroplis striata*, *Nautiloculina oolitica*, *Trocholina* spp.;

10) diaspri verdognoli e grigio piombo, rosso ruggine sulle vecchie superfici, con sottili livelli intercalati di brecciole silicizzate (m. 15);

11) alternanza di diaspri verdognoli e torbiditi calcaree con grosse liste di selce metasomatica (m. 15,50);

12) diaspri verdognoli e rossastri con rari strati e banchi di torbiditi calcaree intercalate. Alla base delle torbiditi sono presenti calchi di dolce di erosione che indicano direzione e senso della corrente NO-SE (m. 55);

13) diaspri prevalentemente rossastri con intercalati strati di brecciole gradate, per lo più silicizzate (m. 15). In questo intervallo si riconoscono fenomeni di *slumping*. Gradualmente, ma in pochi metri, per aumento del materiale argilloso e calcareo, si passa ai galestri. Contemporaneamente aumenta il contenuto in ferro e manganese. La base dei galestri si presenta tipicamente come un'alternanza di selci, argilliti brune e nerastre, calcilutiti più o meno silicifere, spesso trasformate in carbonato di ferro e manganese, rare brecciole calcaree.

Lo spessore complessivo della sezione è di circa 240 metri; l'età è giurassica.

1.1.6. Scisti silicei (*facies Pignola-Abriola*)

Da SCANDONE 1967 e 1971, la sezione tipo degli scisti silicei della *facies Pignola-Abriola* è la seguente dal basso:

1) banco di brecciola calcarea gradata (m. 1,20). I clasti, per lo più completamente ricristallizzati, sono immersi in matrice micritica grigia, con contenuto argilloso crescente spostandosi verso l'alto del banco. In sezione sottile si riconoscono solo rare miliolidi;

2) alternanza di marne grige, giallastre e verdognole, calcari marnosi biancastri e grigi, diaspri rosso-bruni con patine di manganese (m. 40);

3) alternanza di argilliti verdi e in misura minore rosse, e di marne grigio-biancastre (m. 12);

4) alternanza di argilliti, marne e calcari marnosi rossi e subordinatamente grigio-verdognoli in strati e banchi (m. 18);

5) alternanza di argilliti silicifere e diaspri scagliettati rossi e subordinatamente verdognoli (m. 20);

6) alternanza di marne rosse e di calcareniti a grana molto fine, spesso visibilmente gradate (m. 15);

7) diaspri più o meno scagliettati rossi e subordinatamente verdognoli (m. 20);

8) argilliti rosse e verdognole ad aghetti con rari strati di brecciole calcaree gradate; subordinatamente diaspri scagliettati (m. 22);

9) diaspri rossi e verde-smeraldo, subordinatamente bruni, con intercalati una decina di livelli torbiditici dello spessore variabile dal decimetro ad un massimo di circa due metri. Nelle brecciole sono contenuti *Protopenneroplis striata*, *Nautiloculina oolitica*, *Trocholina* spp.;

10) diaspri rossi e bruni, alquanto manganesiferi (m. 12). In questo intervallo si riconoscono sporadicamente fenomeni di *slumping*. Si passa quindi, tramite un'alternanza di argilliti brune e calcari molto siliciferi grigi, ai galestri. La base di questa formazione si presenta molto simile a quella già descritta a S. Fele. La principale differenza consiste in una minore frequenza delle brecciole calcaree.

Lo spessore totale della sezione è di 240 metri circa. L'età è giurassica.

1.1.7. *Scisti silicei (facies Armizzone)*

Da SCANDONE 1967 e 1971, la successione, potente 165 metri, è la seguente, dal basso in alto:

1) alternanza di selci giallastre, subordinatamente rosse, e di argilliti estremamente silicifere verdognole e grigio piombo, con intercalati strati di calcilutiti grige (m. 25);

2) alternanza di marne e argilliti silicifere rosse e verdi, prevalentemente rosse nella parte bassa, con livelli di calcilutiti molto silicifere anch'esse rosse e verdi (m. 17);

3) diaspri verdognoli (m. 8);

4) argilliti rosse estremamente silicifere (m. 6,50);

5) alternanza di diaspri rossi e verdi e di marne molto silicifere rosse (m. 20 circa);

6) diaspri giallognoli (m. 8);

7) argilliti silicifere rosse e molto subordinatamente giallastre, un pò siltose, scagliettate (m. 10);

8) diaspri rossi (m. 11);

9) diaspri giallastri durissimi, in straterelli molto regolari (m. 4,50);

10) diaspri rossi e bruni, subordinatamente verdognoli (m. 10);

11) diaspri verdi e grigi (m. 10);

12) diaspri rossi e verdi con rari strati di torbiditi calcaree silicizzate, di spessore variabile da 15 cm. a 70 cm. massimo (m. 32);

13) diaspri manganesiferi con interstrati di argilliti giallognole (m. 3).

Si passa quindi, tramite un'alternanza di diaspri manganesiferi, argilliti plumbee e calcari molto siliferi grigi, ai galestri.

1.1.8. « *Flysch* » *galestrino A*

La formazione è costituita da una monotona alternanza di calcilutiti, calcari marnosi siliciferi e non, marne e argilliti, subordinatamente brecciole.

Le calcilutiti e i calcari marnosi, in straterelli, strati e banchi della potenza massima di m. 1,50, eccezionalmente due, hanno colore variabile dal biancastro al grigio, molto raramente rosato. Frequentemente mostrano la tipica fessurazione della pietra paesina, soprattutto nella parte medio-superiore dello strato. Spesso si riconosce che sono depositi gradati (calcari allodapici). Nella parte bassa dello strato, infatti, la roccia è una brecciola o una calcarenite a matrice micritica prevalente, che verticalmente passa a calcisiltite e calcilutite. Il contenuto in carbonato di calcio, alto nella parte bassa dello strato, diventa quasi nullo alla sommità, dove insensibilmente si giunge fino ad argillite silicifera. I radiolari sono abbondanti in tutto lo strato. Strutture sedimentarie interne sono per lo più assenti, data la granulometria, eccetto che nella parte bassa ove a luoghi è dato riconoscere una fogliettatura parallela ed obliqua. Alla base degli strati ho osservato rari calchi di solchi di trascinamento e deformazioni da carico.

La marne, di solito un pò siltose, di colore variabile dal biancastro al cinereo, solo raramente rossastre, hanno spessore variabile da qualche decimetro a qualche metro. Spesso mostrano una spiccata somiglianza con la « fogliarina » del Cilento. In qualche caso ho potuto accertare che anche in esse è presente una gradazione, visibile per alcuni centimetri nella parte più bassa dei banchi.

Le argilliti, de graduate solitamente in forme prismatiche appuntite di qualche centimetro di lunghezza, hanno colore variabile dal grigiastro al giallo-verdognolo al nero. Costituiscono interstrati, strati e banchi finanche della potenza di alcuni metri. Sono per lo più molto dure, alquanto silicifere, e al lavaggio si sono sempre mostrate sterili.

Le brecciole rappresentano gli unici livelli fossiliferi che consentono

una datazione. Le microfaune significative rinvenute sono costituite da *Protopeneroplis* sp., *Trocholina* spp. e rare calpionelle, che indicano un Cretacico inferiore molto basso (SCANDONE 1971; DE STASIO 1971; BRÖNNIMANN, DURAND DELGA & GRANDJACQUET 1971).

Procedendo da N verso S (dalla *facies S. Fele* alla *facies Armizzone*) diminuisce la frequenza dei termini clastici più grossolani e delle marne, e le calcilutiti diventano via via più silicifere.

1.1.9. Osservazioni sulla *facies Armizzone*

L'esistenza di una *facies Armizzone* nei terreni della serie calcareo-silico-marnosa è negata da OGNIBEN 1969, che attribuisce i terreni in oggetto ad una formazione equivalente alla formazione di M. Facito, e li pone alla base della serie carbonatica del Complesso Panormide (unità dell'Alburno Cervati in questo lavoro, piattaforma carbonatica in SCANDONE 1967). Per giustificare il fatto che mai si rinviene un passaggio stratigrafico tra questi terreni, che rappresenterebbero una specie di Verrucano, e la soprastante serie carbonatica, l'A. scrive (lav. cit. pp. 509-510):

« Dal punto di vista strutturale, nulla costringe a considerare questa formazione come una successione separata dalla dolomia supratrassica immediatamente soprastante. Lo stato di tettonizzazione di quest'ultima ben si accorda con la giacitura spesso caotica, discontinua e fortemente tettonizzata della « formazione calcareo-siliceo-terrigena basale ». Si tratta di argomenti di ordine preliminare rispetto alle congetture sedimentologiche di SCANDONE che hanno probabilmente motivato il suo tentativo di correlazione ma che sono nettamente subordinate alla necessità di precisa correlazione stratigrafica ».

Poichè ritengo tuttora valide, su questo argomento, le mie osservazioni del '67, e considero generiche e prive di fondamento queste critiche, mi pare opportuno, per una questione di metodo, riproporre il problema nei termini seguenti:

a) esistono due corpi geologici:

un *corpo 1* costituito dal Complesso Basale di OGNIBEN, vale a dire da ciò che io chiamo calcari con selce e scisti silicei della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda* e galestri B;

un *corpo 2* costituito dalla « formazione calcareo-siliceo-terrigena basale » di OGNIBEN, vale a dire da ciò che io chiamo formazione di M. Facito, calcari con selce e scisti silicei della *facies Armizzone* e galestri A;

b) il *corpo 1* è sottoposto al *corpo 2*, e la superficie di contatto è di natura tettonica;

c) il *corpo 1* è costituito da una sequenza di età compresa tra il Trias superiore e il Cretacico inferiore;

d) il *corpo 2* è costituito da una sequenza di età mediotriassica secondo OGNIBEN, mediotriassica-cretacico inferiore secondo SCANDONE.

Sui punti a), b) e c) non esistono divergenze. La critica di OGNIBEN nei miei confronti quando scrive (p. 479): « La distinzione non risulta molto chiara, e dal punto di vista metodologico la sovrapposizione dei due gruppi di affioramenti avrebbe dovuto essere messa in evidenza nella parte descrittiva... » non si riferisce, come potrebbe sembrare, alle reciproche geometriche relazioni tra i corpi 1 e 2, e neppure al fatto che il contatto tra essi è un contatto tettonico. Su questo, come ho detto, non vi sono divergenze. Essa deve essere pertanto intesa, ridotta all'osso, che non risulterebbe chiaro dal mio lavoro che il *corpo 2*, indubbiamente sovrastante il *corpo 1*, rappresenti una ripetizione della sequenza del *corpo 1*, con facies alquanto variata. Esaminiamo allora le ragioni per le quali ciò non sarebbe chiaro, e che anzi proverebbero l'appartenenza del *corpo 2* al Complesso Panormide. Esse possono essere riassunte in cinque punti (OGNIBEN 1969, p. 509):

1) « Non si osserva... nella "serie di facies Armizzone", una regolare successione di formazioni come nel Complesso Basale ».

Questa affermazione è inesatta: difatti dai dati riportati in SCANDONE 1967 — dati che, si badi, non sono stati contestati — risulta che in più punti è visibile la successione delle varie formazioni. In particolare:

— il passaggio formazione di M. Facito-calcarei con selce di *facies Armizzone* è visibile lungo il fianco NO del Picco dell'Armizzone, a Tempa la Secchia a N di Lagonegro, nella Valle dell'Orso presso Tramutola;

— il passaggio calcari con selce-scisti silicei di *facies Armizzone* è visibile al Bitonto, nella zona del M. Raparo, sulla vetta del Picco dell'Armizzone, ai Giardini di Tuoro, nella zona di Tramutola e Padula, nel gruppo del Monte S. Enoc e M. Caldarosa;

— il passaggio dagli scisti silicei ai galestri è visibile al Bitonto, allo Zango, nella zona di Tramutola e Padula, nel gruppo del M. S. Enoc-M. Caldarosa;

2) « ... le sia pur rapide osservazioni fatte non hanno permesso allo scrivente di distinguere una "formazione di M. Facito" da una formazione di "scisti silicei" ».

È evidente che questo *test* personale di « sia pur rapide osservazioni » non può costituire una prova per l'esistenza o meno di una « Formazione di M. Facito » distinta da una formazione di « scisti silicei ».

3) « La ricchezza di detrito terrigeno culminante nei frequenti strati arenacei, sconosciuti negli Scisti Silicei, ed il colore rosso vivo per abbondanza di ossidi di ferro di carattere altrettanto terrigeno, ben riconoscibili anche al microscopio, non permettono certo un confronto con gli Scisti Silicei del M. Sirino ».

Qui c'è una evidente contraddizione: nel punto 2 si riconosce una incapacità di distinguere una « Formazione di M. Facito » da una formazione di « scisti silicei » e al punto 3 si compara un corpo non identificato (formazione di M. Facito o scisti silicei?) con gli scisti silicei del M. Sirino. Se si tratta, come è probabile, delle arenarie della formazione di M. Facito, è evidente che non v'è alcuna possibilità di confronto, trattandosi da un lato di una formazione terrigena del Trias medio e dall'altro di una formazione olopelagica del Giurassico. Quand'anche poi si rinvenissero strati arenacei nei veri scisti silicei, non per questo si sarebbe autorizzati a identificare questa formazione, giurassica, con la formazione di M. Facito, triassica.

4) « La potenza massima della " facies Armizzone " insieme con i marnoscisti a Daonelle non oltrepassa i 200 m., quanto sembra avere la formazione di M. Facito nella località tipo (SCANDONE, 1965) ».

Anche questa affermazione è del tutto inesatta. Dai dati di SCANDONE 1967, — dati che come già detto non vengono contestati — si ricava che lo spessore dell'unità lagonegrese II in *facies Armizzone* raggiunge circa 450 metri nei dintorni di Lagonegro (Formazione di M. Facito 100 metri, calcari con selce 160 metri, scisti silicei 165 metri, galestri qualche decina di metri), e supera i 600 metri nella zona di Tramutola (formazione di M. Facito 100-150 metri, calcari con selce 200 metri, scisti silicei 200 metri, galestri fino a un centinaio di metri nella zona di Padula). Ovviamente gli spessori possono essere a luoghi ridotti per cause tettoniche. Il tutto, inoltre, è estremamente complicato dalla tettonica recente di « scendimento ».

5) « nella sua " facies Armizzone " e nei livelli terrigeni ad essa collegati..... SCANDONE (1967 a) non segnala se non Halobie, radiolari, spicole di spugna e materiali del genere »; ed aggiunge quindi:

« non si vede ragione di attribuire un'età diversa dal Ladinico-Carnico a questi livelli ».

Nulla da obiettare alla prima affermazione, relativa ai reperti fossili.

Non credo però che da essa derivi come logica conseguenza la seconda. Non si può infatti astrarre la *facies Armizzone* dal suo contesto sul terreno, che è quello di un corpo geologico legato da continuità fisica alla *facies Pignola-Abriola*, e costituito da una successione di formazioni analoghe a quelle riconosciute nell'unità lagonegrese inferiore.

Ad ogni modo mi son preoccupato di colmare questa lacuna paleontologica, lacuna che, con poco lavoro, avrebbe potuto colmare chiunque altro. Sezioni sottili di brecciole calcaree prelevate qua e là negli scisti silicei di *facies Armizzone* (es. Timpone Rosso, base del M. Arenazza, Padula) hanno rivelato, com'era da aspettarsi, *Protopenneroplis striata* e *Trocholina* spp.. Da altra via, inoltre, viene la segnalazione (BRÖNNIMANN, DURAND DELGA & GRANDJACQUET 1971) di *Protopenneroplis* e calpionelle alla base dei galestri di Padula, che sono legati agli scisti silicei della *facies Armizzone*.

Con ciò mi sembra conclusa la questione della *facies Armizzone*. Vorrei aggiungere che esiste, in realtà, una specie di Verrucano alla base della serie carbonatica del Complesso Panormide, ma questo complesso terrigeno, che è poi il famoso « Trias metamorfico » di Lungro e Acquaformosa, viene da OGNIEN 1969 considerato appartenente agli argilloscisti liguridi del Cretacico inferiore, nonostante la recente segnalazione di fossili anisici di BOUSQUET & DUBOIS (1967) al Ponte dei Colombi presso Lungro. Per mio conto confermo pienamente le osservazioni di BOUSQUET e DUBOIS, avendo rinvenuto in questa formazione diplopore, brachiopodi e altri fossili triassici in altre località (S. Donato di Ninea, Fiumarella di Rossale presso Fontana Tavolara).

1.1.10. La « *facies Bella* » (MARINI 1968)

Nella regione di Bella-S. Fele MARINI (1968) distingue due differenti *facies* nel complesso degli scisti silicei: la *facies S. Fele* e la *facies Bella*. Lasciando aperto il problema se le due *facies* siano isocrone o meno, l'Autore riconosce nella *facies Bella* la seguente successione dal basso in alto:

1) *calcareniti con selce*: calciruditi gradate, calcareniti e argille sabbiose;

2) « *scisti silicei* »: calcari micritici rossi e verdi con abbondanti intercalazioni di scisti argillosi rossi (rosso fegato), diaspri rossi manganesiferi, selce rosa e grigia, calcareniti e brecciole;

3) *galestri*: argilloscisti grigio piombo con intercalati strati di selce

e di calcari compatti siliciferi del tipo della « pietra paesina », con variegature di argilloscisti fogliettati color rosso fegato.

Negli « scisti silicei » l'A. rinviene associati *Globigerina* spp., *Globorotalia* cfr. *bullbrooki*, *Globotruncana* spp., *Heterohelix* sp., *Bolivina tortuosa* ed altre forme non significative. Per la presenza di *Globorotalia bullbrooki* e di *Bolivina tortuosa* le globotruncane e le *Heterohelix* sarebbero rimaneggiate, e l'età del livello sarebbe eocenica superiore. In base a questa attribuzione la sommità degli scisti silicei non sarebbe del Malm superiore, come in tutte le altre località fossilifere della Lucania, ma si spingerebbe fino all'Eocene. La base dei galestri, quindi, considerata infracretacica da tutti gli altri Autori, sarebbe eocenica superiore, se non addirittura oligocenica.

In una nota a pie' di pagina MARINI spiega che in RADINA 1958 la sua « *facies Bella* » è indicata come « *scaglia rossa con selce* », ed è attribuita al « flysch di Pescopagano », ma respinge tale correlazione.

L'analisi sul terreno dei profili descritti da MARINI mi ha portato al convincimento che questo Autore ha spesso confuso gli scisti silicei con i livelli marnoso-argillosi del flysch di Pescopagano (« flysch rosso » in SCANDONE 1967), e i calcari con selce con i livelli calciruditeici e calcareniteici di questa formazione. Nelle « calcareniti con selce » di Bella, infatti, che avrebbero dovuto costituire l'orizzonte più profondo della serie calcareo-silico-marnosa in questa regione, ho rinvenuto frammenti di rudiste, *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides* etc., associazione tipica della parte inferiore-media del « flysch rosso ». Non sorprende, quindi, la presenza di *Globorotalia* cfr. *bullbrooki* e di *Bolivina tortuosa* nei soprastanti « scisti silicei » della *facies Bella*, per il fatto che questi non appartengono alla formazione degli scisti silicei ma sono, come giustamente messo in evidenza da RADINA (1958) e prima ancora da SCARSELLA (1957), livelli eocenici del « flysch rosso », sovrastanti i calcari a frammenti di rudiste maastrichtiani.

1.2. UNITÀ LAGONEGRESE I

1.2.1. *Calcari con selce (facies Lagonegro-Sasso di Castalda)*

La successione, potente circa 500 metri, è incompleta perchè manca il limite inferiore. Alla base dell'unità lagonegrese I, infatti, non affiora la formazione di M. Facito.

Da SCANDONE 1967 e 1971 riporto la seguente successione, dal basso in alto:

1) calcilutiti grige ben stratificate con liste e noduli di selce (m. 50). A una trentina di metri dalla base è presente un livello dello spessore di due metri costituito da straterelli lastroidi completamente silicizzati, contenenti numerose impronte di *Halobia styriaca*. Al livello ad *H. styriaca* succedono calcilutiti grige con selce, le quali diventano sempre più marnose man mano che si procede verso l'alto;

2) alternanza di marne, marne argillose e argilliti fogliettate giallastre, grige e bruno-rossastre con intercalati strati di calcilutiti grige (m. 80). Nelle argilliti è presente *Halobia superba*; in alcuni strati calcarei sono contenuti numerosi gusci di *Halobia* cfr. *cassiana* e *H. styriaca*, nonché numerose *Posidonomya* sp.;

3) calcari grigi con liste e noduli di selce (m. 300).

Circa sessanta metri sopra l'ultimo strato argilloso è presente un livello ad *Halobia charlyana*. A questo livello fossilifero segue una monotona successione di calcilutiti grige, in strati dello spessore medio di 30-60 cm. e in banchi dello spessore massimo di due metri, con rari interstrati di argilliti giallo-verdognole. Nella parte bassa si raccolgono rare ammoniti ind.;

4) calcari marnosi, marne e argille gialle (m. 3). Sulla faccia superiore di alcuni straterelli calcarei, silicizzati e non, sono presenti numerose impronte di *Halobia halorica*;

5) calcari grigi con selce (m. 8). Alla sommità compaiono sottili intercalazioni di marne e argilliti verdastre e rossastre. A questa altezza è presente un livello fossilifero ad *Halobia norica*. Questo livello si identifica con i « nidi » di *Halobia sicula* scoperti da DE LORENZO (1893) al Burrone Cararuncedde. Nello stesso livello e nei calcari immediatamente soprastanti e sottostanti si rinvennero *Halobia lineata* e varie specie di *Posidonomya*;

6) calcilutiti grige con liste e noduli di selce, progressivamente sempre più silicifere, con interstrati e intercalazioni più frequenti verso l'alto di marne, argilliti silicifere e selci varicolori (m. 40). Si passa quindi con gradualità alla formazione degli scisti silicei. È stato scelto come limite formazionale l'ultimo strato di calcare con liste e noduli di selce.

1.2.2. *Scisti silicei* (*facies Lagonegro-Sasso di Castalda*)

Da SCANDONE 1967 la successione tipo, nei dintorni di Lagonegro, è la seguente dal basso in alto:

1) diaspri verdognoli e marne silicifere verdi e subordinatamente rosse (m. 3,50);

2) diaspri neri (m. 0,90);

3) diaspri verdognoli (m. 1,60);

4) argilliti silicifere rosse e subordinatamente verdi, con qualche straterello di selce nella parte alta (m. 4,30);

5) diaspri grigio-chiari, biancastri e verdognoli (m. 4,90);

6) straterello torbiditico (m. 0,30). In sezione sottile appare come una calcarenite a grana fine, a matrice micritica prevalente, con i clasti totalmente ricristallizzati;

7) diaspri grigi, nerastri e verdognoli, e argilliti estremamente silicifere verdognole (m. 4,70);

8) straterelli alternati di selci e argilliti molto silicifere (m. 0,40);

9) diaspri argillosi verdognoli fogliettati (m. 1);

10) marne silicifere rosse fogliettate (m. 4,70);

11) diaspri durissimi verdognoli e giallastri, prima lastriformi, quindi in straterelli regolari di 5-15 cm. (m. 30 circa).

Si passa infine per alternanze di argilliti silicifere grigio piombo, calcilutiti molto silicifere grigio verdi e diaspri manganesiferi alla formazione dei galestri.

Spostandosi verso N, nell'alta valle dell'Agri, la successione è leggermente differente nella metà inferiore della successione, dove sono presenti strati e banchi di brecciole calcaree gradate. Nei clasti delle brecciole si riconosce una microfacies ad *Aeolisaccus dunningtoni*, *Vidalina martana*, piccoli ammodiscidi (in prevalenza *Glomospira*) e piccole miliolidi. Questa associazione, pur non presentando forme specifiche di una determinata età, è abbastanza caratteristica del Lias.

1.2.3. *Galestri B*

Le migliori esposizioni sono nel Lagonegrese tra le pendici meridionali del M. Sirino e la SS 19 nel tratto tra Pecorone e il Lago Sirino, e nell'alta valle dell'Agri tra le sorgenti dell'Agri e Marsico Nuovo.

La formazione è costituita da una monotona alternanza di argilliti brune e nere e calcilutiti per lo più durissime, molto silicifere, ricche in ferro e manganese. Sono presenti in misura minore anche veri diaspri, più o meno manganesiferi, intercalati alle argilliti nere.

I calcari costituiscono strati e banchi dello spessore variabile da pochi centimetri ad un massimo di due metri. Si tratta di calcilutiti più o meno marnose e silicifere, mangesifere, che presentano frequentemente la caratteristica fessurazione latente della « pietra paesina ». Spesso il manganese è ossidato, il carbonato di calcio residuo è in parte asportato e la roccia, molto sfatta, assume un colore marrone scuro. La roccia sana, di color grigio perla, o grigio verde, è solo nella parte più interna dello strato. In rarissimi casi ho potuto osservare fenomeni di gradazione, limitatamente alla parte basale degli strati, per uno spessore non superiore a 3-4 cm.

Le argilliti, durissime, molto silicifere, sono di colore per lo più nero e bruno, e si degradano in lamine sottili o in forme prismatiche aghiformi della lunghezza di qualche centimetro.

Malgrado le numerose ricerche, le argilliti hanno fornito solo rari radiolari. Anche nei calcari si rinvenivano solo radiolari. La parte arenitica, quando è presente, contiene rari foraminiferi arenacei banali.

1.3. LA POSSIBILE PROSECUZIONE VERSO L'ALTO DELLA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA

La serie calcareo-silico-marnosa termina verso l'alto, come è noto, con i galestri del Cretacico inferiore. Poichè la prima fase tettonogenetica che interessa le zone esterne della geosinclinale appenninica è del Miocene inferiore, sorge immediatamente la domanda perchè mai non siano rappresentati nelle unità lagonegresi termini del Cretacico superiore e del Paleogene. Questa assenza potrebbe essere spiegata:

a) con un'emersione dei terreni lagonegresi durante il Cretacico, con conseguente assenza di sedimentazione;

b) con un'emersione in un momento imprecisato tra il Cretacico e il Miocene inferiore, seguita da un'energica azione erosiva che avrebbe completamente eliminato ogni traccia di terreni più recenti del Cretacico inferiore;

c) con un *decollement* dell'originaria copertura dei galestri prima del « raddoppiamento » della serie e del sovrascorrimento dei massicci calcarei appartenenti alla piattaforma campano-lucana.

Nel Lagonegrese sembra di poter riconoscere negli « scisti rossi di Pecorone » una possibile prosecuzione verso l'alto dei galestri (SCANDONE 1967). Gli « scisti rossi di Pecorone » constano di un'alternanza di selci, argilliti, marne molto silicifere e breccioline calcaree, di color

rosso, verde e grigio. I termini calcarei prevalgono nella parte alta della successione che misura in totale solo alcune decine di metri. L'età è, almeno per la sua parte media, del Senoniano superiore, per la presenza di *Globotruncana* sp. e *Moncharmontia appenninica* (comunicazione verbale di G. BONARDI e M. TORRE).

Presso il Km 128 della S.S. 19 e lungo la strada Lauria-Latronico tra il paese di Lauria e la Tempa Arena Bianca affiorano piccole placche della formazione in questione geometricamente soprastanti i galestri, in giacitura conforme con le superfici di stratificazione di questi ultimi. Sembra, in questa zona, che si tratti effettivamente di un contatto stratigrafico. Un piccolissimo lembo di « scisti rossi » si rinviene anche alla base del M. Raparo, tra i galestri dell'unità lagonegrese inferiore e gli scisti silicei dell'unità lagonegrese superiore. Non si sono invece rinvenute tracce di questa formazione al tetto dei galestri nell'alta valle dell'Agri.

A partire dall'alta valle dell'Agri fino alla zona di S. Fele si rinviene, geometricamente sovrapposta ai galestri dell'unità lagonegrese II, una formazione sotto molti aspetti simile agli « scisti rossi di Pecorone ». Si tratta di quello che ho chiamato altrove (SCANDONE 1967) « flysch rosso », costituito dal basso in alto da diaspri e argilliti silicifere, calcareniti e calcilutiti con intercalazioni di marne argillose rosse e verdognole, brecciole e macroforaminiferi, arenarie. L'età è compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore; lo spessore totale non supera i 200-250 metri. Mai è stato rinvenuto un passaggio stratigrafico tra galestri e « flysch rosso », anzi questa unità di regola poggia sui galestri a mezzo di superfici indubbiamente meccaniche. Pur tuttavia la costante sovrapposizione geometrica, la compatibilità sia di età che di facies (gli « scisti rossi di Pecorone », di facies distale, sono sovrapposti ai galestri B, il « flysch rosso », di facies prossimale, è sovrapposto ai galestri A) lasciano aperta la ipotesi di uno sviluppo verso l'alto della serie calcareo-silico-marnosa, tra il Cretacico e il Miocene inferiore, con termini prevalentemente calcareo-argillosi. Questa ipotesi è confortata anche dal fatto che lembi di « scisti rossi di Pecorone » si rinvencono tra le due unità lagonegresi, e lembi di « flysch rosso » sono presenti tra l'unità lagonegrese superiore e i massicci calcarei su di essa sovrascorsi.

1.4. BATIMETRIA DEL BACINO LAGONEGRESE

Sul problema della batimetria delle radiolariti esiste un'ampia letteratura, e non è mia intenzione discuterla in questa sede. È un argomento sul quale tornerò in un lavoro di prossima pubblicazione, in collaborazione con R. RADOICIC. La maggioranza degli autori recenti, ad ogni modo, propende per un'origine delle radiolariti in acque profonde, analogamente a quanto si verifica oggi con i fanghi a radiolari.

È noto che al di sotto di una certa profondità (profondità di compensazione dell'aragonite prima, e della calcite poi) la concentrazione di CO_2 fa sì che il carbonato di calcio contenuto nell'acqua marina rimanga perennemente in soluzione. D'altro canto eventuali corpi calcitici — organici o inorganici — che discendano nelle acque per gravità, allorchè superano la profondità di compensazione sono inevitabilmente soggetti a processi di dissoluzione. Il problema, nella ricostruzione del passato, è se la profondità di compensazione si sia mantenuta costante o meno nel tempo. Gli autori più recenti ammettono oscillazioni da 3000-4000 a 7000 metri di profondità (su questo argomento si veda GARRISON & FISCHER 1969).

Nei terreni lagonegresi, come in tutte le altre sequenze simili a quella classica del Pindos (AUBOUIN 1959), si riconosce un progressivo approfondimento del bacino da un ambiente neritico del Trias medio (formazione di M. Facito) ad uno batiale nel Trias superiore (calcari con selce). Nel Giurassico medio viene finalmente superata la profondità di compensazione della calcite.

In tempi recenti qualche autore ha espresso dubbi circa la formazione in ambiente marino profondo delle radiolariti lagonegresi. In particolare OGNIBEN 1969 scrive (pag. 489): « La frequenza di intercalazioni di materiali neritici, sia nei basali marnoscisti a *Daonella* che nei calcari selciferi, che infine nelle brecciole intercalate agli scisti silicei, suggerisce al contrario che gli episodi di scarsa profondità del fondo possano esser stati frequenti ». A supporto di ciò, sulla base dei dati di MATTAVELLI & NOVELLI 1968, l'Autore cita « tipi intramicritici talora oolitici, dolomitizzati e silicizzati, ed intramicriti oolitiche, parimenti dolomitizzate e silicizzate » nei calcari con selce di S. Fele, e « brecciole e intramicriti a Trocholine » negli scisti silicei della stessa località.

A mio parere vi sono in tutto ciò due errori fondamentali:

1) I « calcari con selce » di S. Fele, che descrivono MATTAVELLI & NOVELLI, e dei quali parla OGNIBEN, non appartengono alla formazione dei calcari con selce, qui costituita esclusivamente da dolomie, ma alla formazione degli scisti silicei.

2) Quando si parla di « intra- », spariti o micriti o micruditi che siano, ci si riferisce a carbonati formati nel bacino stesso, e non a carbonati detritici. I « tipi intramicruditici talora oolitici » e le « intramicriti a Trocholine » sono viceversa brecciole gradate, con i caratteri delle più tipiche torbiditi. Sul significato di queste brecciole scrissi una breve nota nel 1967, assimilandole alle « breccie di fianco » descritte da AUBOURN 1959 nel Pindos occidentale, e dando ad esse il significato di episodi detritici intercalati nella normale sedimentazione olopelagica.

Mi sembra quindi che gli elementi portati in favore di una facies neritica dei terreni lagonegresi siano del tutto inconsistenti, mentre vi è tutta una serie di elementi per ipotizzare un ambiente profondo. Tra i principali ricordo l'assenza di carbonati autigeni, i frequenti processi di dissoluzione pre e sin-diagenetica dei granuli calcarei delle brecciole gradate, i processi di silicizzazione molto spinta, l'abbondanza di vere radiolariti, la lentissima velocità di sedimentazione malgrado le torbide addizionate.

PARTE SECONDA

TETTONICA

2. PREMESSA

Si è detto inizialmente che i terreni della serie calcareo-silico-marnosa formano un grande arco di pieghe convesso verso NE, che si estende dalla zona di S. Fele al Lagonegrese, lungo circa cento chilometri e largo una ventina. Si tratta di strutture chiuse, costituite da brachianticlinali semplici o molto complesse, con tendenza al rovesciamento verso oriente, specie nella parte meridionale dell'arco. Gli assi maggiori delle pieghe, delle dimensioni variabili da un paio di chilometri ad una decina di chilometri, hanno direzione appenninica nella

zona di S. Fele, meridiana nell'alta valle dell'Agri, meridiana con tendenza alla NNE-SSO nel Lagonegrese.

Nell'alta valle dell'Agri e nel Lagonegrese, zone di pronunciata culminazione assiale, è possibile riconoscere il completo « raddoppiamento » della serie. Questo raddoppiamento è certamente precedente il piegamento, giacchè la superficie di ricoprimento è deformata conformemente alle strutture dell'unità lagonegrese inferiore.

Il limite occidentale dell'arco è costituito dal fronte dei massicci calcarei appartenenti alla piattaforma carbonatica campano-lucana. Dappertutto si è riconosciuto che i massicci calcarei sono sovrascorsi sui terreni lagonegresi. Anche questo sovrascorrimento è precedente il piegamento, giacchè la superficie di ricoprimento è deformata conformemente alle strutture dell'unità lagonegrese II. Essa è poi dislocata da faglie per lo più subverticali.

È possibile dal punto di vista cinematico fissare una serie di atti susseguentisi in quest'ordine:

1) sovrascorrimento dei massicci calcarei sui terreni lagonegresi. Questi ultimi al tempo stesso si suddividono in due unità, la più interna delle quali (unità lagonegrese II) sovrascorre sulla più esterna;

2) piegamento delle unità lagonegresi, con locali fenomeni di pieghe-faglie al bordo orientale dell'arco;

3) formazione di faglie, per lo più subverticali, connesse con il sollevamento plio-pleistocenico;

4) formazione di strutture da « scendimento » (nel senso indicato da SIGNORINI 1957), come risultato di fatti morfotettonici recenti.

2.1. IL « RADDOPPIAMENTO » DELLA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA

Si è detto prima che nell'arco di pieghe formato dai terreni lagonegresi l'alta valle dell'Agri e il Lagonegrese sono due zone di pronunciata culminazione assiale. Qui infatti affiorano i termini geometricamente più bassi rappresentati dall'unità lagonegrese I, vale a dire dai calcari con selce e dagli scisti silicei della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*, nonchè dai galestri B. Essi sono limitati tutt'intorno dai terreni dell'unità lagonegrese II, che chiudono le finestre tettoniche, e formano anche piccoli Klippen nelle sinclinali dell'unità inferiore.

2.1.1. La finestra tettonica dell'alta valle dell'Agri

Nell'alta valle dell'Agri l'insieme dei rilievi montuosi che si ergono in sinistra orografica (Monte Lama, Serra di Calvello, M. Volturino) sono costituiti da calcari con selce e da scisti silicei dell'unità lagonegrese I. Alle pendici dei rilievi affiorano i galestri B, che si estendono ampiamente da Marsico Nuovo fin quasi ad Abriola e Calvello, riducendosi poi ad una strettissima fascia ad E del M. Vulturino.

Nel versante orientale del M. Facito-Monte dell'Arena si vedono i galestri B immergere sotto la formazione di M. Facito dell'unità lagonegrese II, la quale si estende in continuità di affioramento verso N e NO sino al gruppo della Cerchiara-Schiena Rasa, e verso NNE fino alla zona di Pignola-Abriola. Il contatto galestri-formazione di M. Facito si segue con continuità dal margine settentrionale del M. Cugnone sin quasi ad Abriola. La superficie di contatto a luoghi (Tempa del Lupo, regione della Maddalena) è ben esposta, a luoghi è mascherata da dissesti recenti.

Al margine sud-orientale del M. Vulturino i galestri e gli scisti silicei dell'unità inferiore immergono ancora sotto la formazione di M. Facito, la quale al M. Torrette fa passaggio ai calcari con selce della *facies Armizzone*. I terreni dell'unità superiore affiorano poi estesamente al M. Tangia, nella valle del Torrente Alli e in tutto il gruppo del M. S Enoc-M. Caldarosa, ma i loro rapporti con l'unità inferiore sono mascherati dal flysch del M. Pilato e dal lembo carbonatico del Monte di Viggiano. All'apice NE del M. Vulturino, infine, è conservato un piccolo Klippe costituito dalla formazione di M. Facito e di calcari con selce della *facies Pignola-Abriola*.

A SE e a S del M. Vulturino l'unità lagonegrese inferiore scompare sotto i terreni della *facies Armizzone*, ma il contatto è mascherato dalla copertura alluvionale della piana dell'Agri.

A NO del M. Facito si apre un'altra piccola finestra tettonica, che può considerarsi una propaggine di quella precedentemente descritta. Presso il paese di Sasso affiorano i calcari con selce e gli scisti silicei della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*. Gli scisti silicei fanno passaggio stratigrafico ai galestri B che affiorano, tra Sasso e Tito, in buona esposizione soprattutto alla Serra della Neppeta.

Al margine orientale della Cerasa, ai margini orientali, settentrionale ed occidentale della Serra della Neppeta e a N del T. Fragneto si vede perfettamente che i galestri immergono sotto i terreni dell'unità

lagonegrese II, cioè sotto la formazione di M. Facito la quale fa passaggio, in alto, ai calcari con selce della *facies Pignola-Abriola*.

2.1.2. *La finestra tettonica lagonegrese*

L'unità lagonegrese inferiore è rappresentata anche qui nei maggiori rilievi, cioè nelle strutture di Costa dell'Alto-Monte Milego, Gianni Griecu-M. Castagnereto, Monte Niella-M. Bramafarina, M. Sirino. Il raddoppiamento della serie è ben visibile soprattutto nella parte settentrionale della finestra, dove gli assi delle strutture immergono verso N. A nord di Gianni Griecu e nel versante destro orografico della Valle Niella si vede in buona esposizione la sovrapposizione della formazione di M. Facito, dei calcari con selce e degli scisti silicei della *facies Armizzone* sugli scisti silicei della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*. Nella sinclinale compresa tra Serra dell'Alto-M. Milego e Gianni Griecu-M. Castagnereto, ed in quella compresa tra Gianni Griecu-M. Castagnereto e M. Niella M. Bramafarina si trovano numerosi Klippen costituiti essenzialmente dalla formazione di M. Facito che poggia sui galestri B e sugli scisti silicei dell'unità inferiore. A NE del M. Sirino si vede la sovrapposizione dei calcari con selce di *facies Armizzone* della Serra Giumenta sui galestri B.

A N e a S di Lagonegro, a partire dai Carcuni fin quasi a Lauria, la formazione di M. Facito, i calcari con selce e gli scisti silicei dell'unità lagonegrese II formano una stretta fascia discontinua, orientata NO-SE, interposta tra i massicci calcarei da un lato e i terreni dell'unità lagonegrese inferiore dall'altro. Nella parte meridionale della finestra la sovrapposizione delle due unità non è più ben visibile.

A poca distanza dalla grande finestra lagonegrese si aprono le piccole finestre di Pennarone e del Farno, che possono considerarsi propaggini della prima.

Il M. Pennarone è costituito da una piccola anticlinale di scisti silicei e in misura minore di calcari con selce di *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*, circondata dalla formazione di M. Facito e dai calcari con selce di *facies Armizzone*. Nel versante occidentale del rilievo si riconosce molto bene la struttura « a cipolla »: gli scisti silicei dell'unità inferiore immergono sotto i calcari con selce della *facies Armizzone*, passanti in alto a scisti silicei. Questi ultimi sono a loro volta ricoperti tettonicamente dai massicci calcarei.

Anche il M. Farno è completamente circondato dai terreni della *facies Armizzone*. Nel versante meridionale del rilievo una serie di faglie

subverticali mette a contatto i calcari con selce e gli scisti silicei dell'unità inferiore con i calcari con selce dell'unità superiore. A N e ad E del Farno, invece, si realizza la sovrapposizione della formazione di M. Facito e dei calcari con selce di *facies Armizzone* sugli scisti silicei e sui galestri dell'unità inferiore.

È infine da osservare che presso Lagonegro affiorano lembi della formazione di M. Facito (soprattutto calcari di scogliera) sovrapposti agli scisti silicei dell'unità lagonegrese II (Roccazzo, Monticello, Castello di Lagonegro, Chiazzarulo). Si tratta sempre di piccole masse, con ogni probabilità imballate nel flysch caotico che qui forma una stretta fascia continua dal M. Arenazza al Lago Sirino.

2.2. IL SOVRASCORRIMENTO DEI MASSICCI CALCAREI

Nella parte più settentrionale della regione studiata, cioè nella zona di Bella-S. Fele i rapporti tra massicci calcarei e terreni lagonegresi non sono visibili a causa di coperture più o meno recenti o di lembi di terreni fliscioidi colati dai massicci calcarei.

I primi contatti ben esposti si vedono nella zona di Vietri di Potenza lungo la strada del Varco di Pietrastretta, e soprattutto lungo la valle del Melandro fino a Brienza. Ovunque tra gli scisti silicei o i galestri e i soprastanti terreni carbonatici sono interposte lenti più o meno spesse (fino a oltre cento metri nella zona di Brienza) di « flysch rosso ». La superficie di contatto è sempre subparallela alle superfici di strato dei terreni lagonegresi, mentre è discordante con la giacitura delle dolomie e dei calcari soprastanti. Tra Brienza e Pergola il contatto non è più visibile per l'interposizione di terreni fliscioidi o di coperture più o meno recenti. Esso è di nuovo visibile a tratti al valico tra Pergola e Marsico Nuovo, a monte di Paterno, e nella zona di Tramutola ad E dei monti La Gattina e Spagnoletto. Anche qui la superficie di sovrascorrimento è parallela alle strutture dell'unità lagonegrese II.

Ad E del fronte del sovrascorrimento, che corre lungo il fianco destro orografico della valle dell'Agri, sono conservati dei piccoli Klippen in posizione sinclinale allo Scarrone di Mezzo, al M. Saraceno, e al Montetto (gruppo del M. Vulturino). Il Monte di Viggiano potrebbe costituire un Klippe o potrebbe essere legato da continuità fisica ai monti di Tramutola, al di sotto delle alluvioni dell'Agri.

Ad O del fronte del sovrascorrimento si aprono nei massicci calcarei due finestre tettoniche al Passo Croce di Marsico e nei monti di Padula. Nella finestra di Padula si vede molto bene la superficie di sovrascorrimento, subparallela agli strati dell'unità lagonegrese II che qui formano una brachianticlinale con asse maggiore diretto all'incirca N 30° O. Non vi è dubbio, qui, che il piegamento è avvenuto successivamente al sovrascorrimento.

A S di Grumento Nova il fronte si presenta spezzato ed arretrato di circa 20 Km per un *décrochement* destro corrispondente alla linea Ponte del Re-Grumento Nova. Verosimilmente si tratta di uno strappo originatosi durante il sovrascorrimento, a seguito del quale il settore meridionale è rimasto alquanto arretrato rispetto al settore settentrionale.

A partire da Ponte del Re il sovrascorrimento si segue ancora molto bene verso S, lungo la Valle del Noce, fin quasi all'altezza di Rivello. La superficie di contatto tra i massicci calcarei e i terreni lagonegresi è all'incirca parallela agli strati di questi ultimi.

Una ventina di chilometri ad E del fronte dei massicci calcarei affiora isolato il Klippe del M. Raparo. Piuttosto che di un vero Klippe, lasciato dall'erosione, si tratta probabilmente di una zella che ha sovravanzato il fronte generale del sovrascorrimento dei massicci calcarei, verosimilmente trascinato dalla coltre del *flysch* del Cilento.

2.3. L'ARCO DI PIEGHE

Nell'arco di pieghe formato dai terreni della serie calcareo-silico-marnosa è possibile riconoscere poco più di una ventina di strutture ellissoidiche, abbastanza regolari, anche se disturbate da faglie, delle quali è possibile calcolare le dimensioni degli assi e il raggio di curvatura. Per tutte si ricava una profondità del piano di scollamento molto modesta, da poche centinaia di metri ad un paio di chilometri al massimo. È interessante osservare che le profondità più basse calcolate (poche centinaia di metri) sono relative ai terreni dell'unità inferiore, mentre quelle più alte (massimo due chilometri) corrispondono ai terreni dell'unità superiore. Se si tiene presente che le due unità sono state piegate assieme dopo la fase di ricoprimento, e che lo spessore medio di ciascuna di esse è di circa un chilometro, ne consegue che la superficie base principale del piegamento deve sottostare al massimo qualche centinaio di metri i termini più bassi noti dei calcari con selce dell'unità inferiore.

Le strutture dell'unità lagonegrese I sono in genere molto ben conservate, anche se sono a luoghi molto complesse (es. M. Sirino-Serra Orticosa). Le strutture dell'unità lagonegrese II, invece, sono molto meno evidenti, e la giacitura dei terreni può essere localmente quasi caotica. Queste differenze sono dovute in parte alla diversa litologia, e quindi competenza dei materiali, in parte a fenomeni più o meno recenti di « scendimento ». I calcari con selce della *facies Pignola-Abriola*, infatti, sono in gran parte dolomitici, e danno complessivamente una risposta alle sollecitazioni meccaniche più rigida che i calcari con selce della *facies Lagonegro-Sasso di Castalda*. La superficie di contatto tra la formazione di M. Facito e i calcari con selce, inoltre, è spesso superficie di scollamento, e i calcari con selce possono dar luogo a strutture di « scendimento » per fatti morfotettonici anche molto recenti. Spesso placche di calcari con selce e di scisti silicei si trovano addirittura accatastate le une sulle altre, con strutture a prima vista del tutto caotiche. Di queste strutture sarà detto in seguito.

Gli assi maggiori delle pieghe hanno direzione NO-SE nella parte settentrionale dell'arco, N-S nella parte centrale, N-S con tendenza a NNE-SSO nella parte meridionale (fig. 2). Soltanto alcune strutture raggiungono asse NE-SO (anticlinali della Ferlosa e di Manca Lanzavecchia nel Lagonegrese settentrionale). Dalla valle dell'Agri verso S le strutture mostrano spesso rovesciamenti verso E o verso SSE (verso SE nelle anticlinali della Ferlosa e di Manca Lanzavecchia).

Oltre alla fase principale di piegamento, responsabile dell'arco di pieghe, è possibile riconoscere una fase di minore entità, marcata da assi di piegamento all'incirca normali agli assi maggiori delle strutture. Questa fase, che dà luogo localmente a pieghe rovesciate sia verso N che verso S, è riconoscibile in varie località. Nel gruppo del M. Vul-

Fig. 2. — L'arco di pieghe dei terreni lagonegresi. 1) anticlinale del M. Sirino e della Serra Orticosa; 2) anticlinale del M. Bramafarina; 3) anticlinale di Gianni Griecu-M. Castagnereto; 4) anticlinale di Costa dell'Alto-M. Milego; 5) anticlinali della Ferlosa e di Manca Lanzavecchia; 6) anticlinale di Bosco Chianelli-Tempa di Cono-Tempa Forcella; 7) anticlinale di Padula; 8) anticlinale di M. Tangia-M. S. Enoc; 9) anticlinale del torrente Alli; 10) e 11) anticlinali della Serra di Calvello, M. S. Nicola e M. Farneta; 12) anticlinale di Sasso di Castalda; 13) anticlinale di Pignola-Abriola; 14) anticlinale di Vietri di Potenza-Savoia di Lucania; 15) anticlinale di Li Foi di Picerno; 16) anticlinale di M. Pierno; 17) anticlinale di M. S. Croce; 18) anticlinale di S. Fele; 19) anticlinale di Serra dei Venti-Costa Squadro.

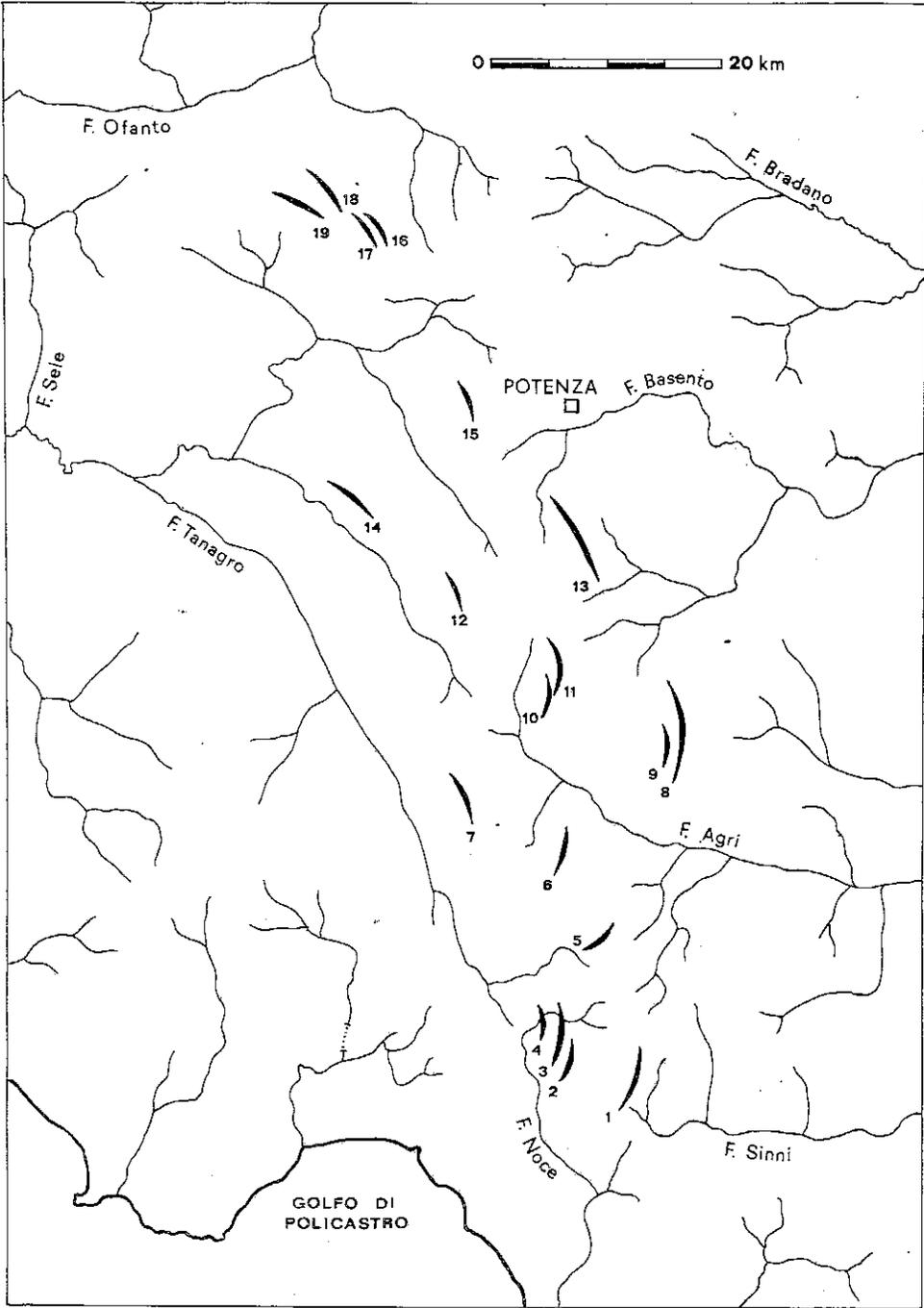


Fig. 2.

turino, ad esempio, in località La Torre, è visibile una piega rovesciata verso SE nel corpo della piega principale che ha asse N-S. Nel gruppo del M. Sirino, guardando il M. Papa da N, cioè dal Lago Remmo, si può avere l'impressione di un rovesciamento verso N o NO degli strati dei calcari con selce delle Coste dello Scazzariddo. Viceversa si tratta della gamba di una piega anticlinale rovesciata verso S e SE, della quale il Lago Remmo occupa la zona di cerniera, nell'ambito della grande piega M. Sirino-Serra Orticoso, che ha asse maggiore N-S ed è rovesciata verso E. L'anticlinale della valle del Sinni, infine, che ha asse maggiore N-S, è interessata da numerose pieghe secondarie ad asse E-O che provocano locali rovesciamenti verso N.

Non avendo compiuto un approfondito esame strutturale non ho elementi per dire se la fase responsabile del piegamento generale e della formazione dell'arco sia precedente o successiva alla fase marcata dagli assi E-O. Circa l'età del piegamento generale dell'arco, poi, gli elementi sono molto scarsi. L'unica cosa sicura è che il piegamento è successivo alla fase burdigaliana perchè la superficie di ricoprimento dell'unità lagonegrese superiore su quella inferiore e la superficie di ricoprimento dei massicci carbonatici sulle unità lagonegresi sono deformate conformemente al piegamento generale.

La fase tettonica tortoniana, che è la seconda fase a forte componente traslativa, potrebbe essere responsabile degli assi E-O, che concordano con le direzioni prevalenti delle strutture tortoniane (es. bordo settentrionale del M. Bulgheria, bordo settentrionale del M. Coccovello). Se si accertasse che il piegamento generale è successivo alla fase E-O ne deriverebbe una probabile età pliocenica (terza fase tettonica a forte componente traslativa), il che non sarebbe in disaccordo con la direzione generale delle strutture e con la loro vergenza.

2.4. TETTONICA DISGIUNTIVA

Le strutture tettoniche di primo ordine nei terreni lagonegresi sono rappresentate dal raddoppiamento della serie e dal successivo generale piegamento. Le faglie (a parte le pieghe-faglie, che rientrano nelle strutture connesse con la fase plicativa), sono un elemento di second'ordine, del tutto subordinato rispetto agli elementi precedenti.

È possibile distinguere faglie precedenti il piegamento e faglie successive. Le prime sono molto rare. Un bell'esempio è nel versante sud-orientale del M. Raparo, dove sono visibili dislocazioni nell'unità

lagonegrese II troncate dalla superficie di sovrascorrimento dei calcari cretacei del M. Raparo. Le dislocazioni successive al piegamento sono invece abbastanza frequenti. Esse sono costituite da faglie per lo più subverticali, in generale parallele o normali agli assi maggiori delle pieghe, aventi spostamento secondo l'immersione, solo subordinatamente con sensibile rigetto secondo la direzione. Tra queste ultime un bello esempio è costituito dalla faglia del M. S. Salvatore, normale all'asse dell'anticlinale Vietri di Potenza-Savoia di Lucania, che sposta di circa due chilometri verso sinistra il settore nord-occidentale (asse della piega corrispondente al *Thalweg* del Melandro) rispetto a quello sud-orientale (asse della piega corrispondente al crinale della Serra di Savoia).

Le faglie più comuni hanno, come si è detto, spostamento secondo l'immersione. Non è possibile dividere quelle ortogonali e quelle parallele agli assi maggiori delle pieghe in due sistemi, giacchè a luoghi le prime tagliano le seconde, a luoghi le seconde tagliano le prime. Ciò dimostra la loro contemporaneità. Queste faglie sono impostate sia in zona di cerniera o di culminazione assiale, sia alla periferia delle strutture. È un fatto molto frequente, direi quasi la norma, che un'anticlinale non si raccordi regolarmente con la sinclinale adiacente, ma sia separata da questa da una faglia subverticale che ribassa verso la sinclinale.

Il rigetto di queste faglie è dell'ordine di qualche centinaio di metri al massimo. Solo raramente sono riscontrabili rigetti dell'ordine di molte centinaia di metri o del chilometro. Ciò si verifica esclusivamente con faglie correnti in cerniera o impostate normalmente alle strutture in zona di massima culminazione assiale (es. M. Vulturino, Farno, M. Sirino).

2.5. TETTONICA DI « SCENDIMENTO »

Fenomeni imputabili a tettonica di « scendimento » (nel senso definito da SIGNORINI 1957) sono frequentissimi in tutta la Lucania nei calcari con selce dell'unità lagonegrese II. Il passaggio tra la formazione di M. Facito e i calcari con selce si realizza, sia pur con gradualità, in pochi metri soltanto, e sono quindi immediatamente a contatto terreni di competenza molto diversa. Questa diversità è massima nei terreni della *facies Pignola-Abriola* a causa della dolomitizzazione molto spinta che conferisce maggiore rigidità ai calcari con selce. La superficie di contatto formazione di M. Facito-calcari con selce

rappresenta pertanto un potenziale livello di scollamento. Già durante le fasi di piegamento si devono essere trasmessi lungo questa superficie sforzi di taglio tali da rendere spesso meccanico il contatto; una volta poi che si sono creati piani inclinati, che le faglie hanno creato gradini più o meno rilevati, e che l'erosione ha turbato l'equilibrio sottraendo al sistema un certo volume di masse rocciose, la superficie, o meglio le superfici di scollamento sono diventate superfici di slittamento. Si sono in tal modo generate strutture da collasso per mancato sostegno. Nella maggior parte dei casi le superfici di slittamento sono subparallele agli strati della formazione di M. Facito. A seguito del movimento gli strati dei calcari con selce possono esser rimasti anch'essi subparalleli o possono aver variato la loro inclinazione, raggiungendo in certi casi addirittura l'ortogonalità. Le placche di maggiori dimensioni possono essersi suddivise in placche minori separate tra loro per moto differenziato, o possono essersi accatastate le une sulle altre. Sono inoltre frequenti giaciture sinclinaloidi « a barca ».

In vicinanza della superficie di slittamento i calcari con selce possono essere tanto fratturati da non mostrare più traccia di stratificazione; lo stato di fratturazione decresce rapidamente allontanandosi dal contatto. Nei terreni della formazione di M. Facito, invece, solo raramente si riconoscono marcati fenomeni di laminazione. In qualche raro caso sono presenti piccole pieghe di trascinamento aventi raggio di curvatura di pochi metri, che possono causare locali rovesciamenti degli strati.

PARTE TERZA

LA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA NEL QUADRO DELLE ATTUALI CONOSCENZE SULL'APPENNINO CAMPANO-LUCANO

3. PREMESSA

Nel mio lavoro « *Studi di geologia lucana.....* » del 1967 cercai di inquadrare la serie calcareo-silico-marnosa nelle allora attuali conoscenze sull'Appennino meridionale, e proposi un certo modello interpretativo. A cinque anni di distanza i dati analitici sono aumentati, molte situazioni sono state reinterpretate e lo schema è ovviamente invecchiato.

Intanto ha visto la luce la grande monografia di OGNIBEN 1969 che si autodefinisce (pag. 469) opera atta a « fornire un moderno inquadramento regionale ai geologi che debbano studiare singole aree parziali ». In questo lavoro l'Autore distingue i terreni dell'Appennino meridionale in vari « complessi » che si susseguirebbero, dall'alto in basso, nel seguente ordine:

H) Complesso Postorogeno (ciclo soprapliocenico-infrapleistocenico e depositi successivi);

G) Complesso Ex-postorogeno (depositi tortoniano-mediopliocenici);

F) Complesso Sicilide (flysch di Nocera, argille variegata e flysch di Gorgoglione della falda di Rosito; argille variegata della falda di Rocca Imperiale);

E) Complesso Calabride (terreni cristallini della « formazione dioritico-kinzigitica » *Auct*);

D) Complesso Liguride (flysch di Albidona, formazione del Saraceno, formazione del Frido-Crete Nere ed ofioliti associate, calcari a calpionelle);

C) Complesso Panormide (serie calcareo-dolomitica mesozoica e terreni della « trasgressione miocenica »);

B) Complesso Ex-basale (flysch di Masseria Luci, formazione di Serra Palazzo e di Masseria Palazzo, marne di Serra Cortina e flysch numidico);

A) Complesso Basale (serie calcareo-silico-marnosa).

La disposizione dei domini paleogeografici sarebbe la seguente da E verso O:

- 1) avampaese pugliese;
- 2) miogeosinclinale (Complesso Basale e Complesso Ex-basale);
- 3) soglia intermedia (Complesso Panormide);
- 4) eugeosinclinale, divisa in una parte esterna (Complesso Sicilide) e in una parte interna (Complesso Liguride);
- 5) massiccio interno (Complesso Calabride).

Tale schema ricalca perfettamente il modello di AUBOUIN (1959, 1965). L'Autore, infatti, rimarca (pag. 721): « È importante la circostanza che lo schema di STILLE-AUBOUIN sia stato delineato senza conoscere la zona calabro-lucana, perchè questa vi si adatta alla per-

fezione... Il valore dello schema di STILLE (1941) e del suo completamento in AUBOUIN (1960; 1961; 1962) vien pertanto confermato dal perfetto riscontro che trova nella regione qui studiata. Inversamente, questo studio arriva con agevolezza a confermare punto per punto un grandioso ciclo di fenomeni già ben osservato e descritto altrove, e da ciò trae conferma esso stesso ».

Per quanto concerne l'evoluzione tettonica OGNIBEN distingue cinque fasi orogeniche:

I fase (Eocene-Oligocene) in cui il Complesso Calabride si accavallerebbe al Complesso Liguride;

II fase (Miocene inferiore) in cui si realizzerebbe l'antiricoprimento del complesso Sicilide sui complessi Calabride e Liguride;

III fase (Serravalliano medio) in cui i complessi Sicilide, Calabride e Liguride si accavallerebbero sul complesso Panormide;

IV fase (Serravalliano-Tortoniano) in cui il Complesso Panormide, ricoperto dalle altre coltri, si accavallerebbe sul Complesso Basale;

V fase (immediatamente successiva) in cui si realizzerebbe un ulteriore trasporto verso l'esterno del Complesso Sicilide.

Un forte sollevamento della catena nel Pliocene superiore, contemporaneamente alla forte subsidenza nell'avanfossa, avrebbe determinato una ripresa dei movimenti orizzontali, con la messa in posto della falda di Metaponto.

Già nel 1969, quando lo schema fu presentato, una serie di fatti noti erano in contrasto con alcune assunzioni fondamentali, tanto da far dubitare della complessiva validità dello schema stesso. Nella assemblea della Società Geologica del gennaio 1969 (2), nella quale il lavoro fu comunicato, io stesso presentai una serie di obiezioni che mi sembravano, e mi sembrano tuttora, altamente valide. Malgrado avessi consegnato al Socio L. VEZZANI, incaricato dal relatore di raccogliere tutti gli interventi, il testo scritto di tali obiezioni, esse non figurano nei processi verbali della Società stampati nel Bollettino. Le ripropongo adesso, unitamente ad altre.

1. — La successione del Complesso Liguride è meno semplice di quella voluta da OGNIBEN. Esiste uno *hiatus* di metamorfismo ed un diverso *pattern* strutturale tra la formazione del Frido e la formazione

(2) Il lavoro di OGNIBEN fu presentato in due riunioni successive, del dicembre 1968 e del gennaio 1969.

delle Crete Nere. Il contatto Frido-Crete Nere non può quindi rappresentare un passaggio stratigrafico graduale, ma potrebbe essere o un contatto tettonico o un contatto stratigrafico discordante.

Le ofioliti contenute nel Frido non mostrano i segni di alcun contatto magmatico con questi terreni, come vorrebbe OGNIBEN e come ha successivamente ripetuto VEZZANI, ma formano due distinte coltri, costituite da terreni con differente grado di metamorfismo, sovrapposte al complesso del Frido. Nella parte settentrionale dell'area di affioramento le due coltri perdono la loro individualità, e masse ofiolitiche, costituite da tipi litologici riferibili a quelli delle coltri anzidette, con vario grado di metamorfismo, si rinvengono tettonicamente imballate nel complesso del Frido (DIETRICH & SCANDONE 1972). Sembra addirittura che l'età del metamorfismo sia del Cretacico inferiore (GRANDJACQUET, HACCARD & LORENZ 1972).

2. — Finora è stata accertata la sovrapposizione Complesso Calabride-Frido e la sovrapposizione Complesso Liguride (cioè flysch del Cilento)-Frido. La sovrapposizione del Complesso Calabride sul Complesso Liguride, postulata da OGNIBEN, non è stata mai accertata, anzi sembra che i « Klippen » calabridi di Episcopia-S. Severino Lucano siano masse tettonicamente imballate nel Frido, e siano quindi geometricamente sottostanti al flysch del Cilento (Complesso Liguride).

3. — Il Trias metamorfico di Lungro ed Acquaformosa viene identificato col Complesso Liguride. A parte il fatto che i terreni filladici di Lungro ed Acquaformosa sono stati attribuiti al Trias sulla base di reperti fossiliferi (BOUSQUET & DUBOIS 1967), è da notare poi che la loro posizione geometrica è *sotto* e non *sopra* le dolomie del Complesso Panormide. Per accertarsi di ciò, anche senza osservazioni di dettaglio sul terreno, è sufficiente guardare l'andamento dei limiti tra scisti filladici e terreni carbonatici nel foglio Castrovillari o nelle tavolette S. Donato di Ninea, Monte Palanuda e Lungro.

4. — Non viene riconosciuto il raddoppiamento dei terreni lagonegresi, e l'unità lagonegrese II (Trias medio-Cretacico inferiore) viene considerata la base (Trias medio) del Complesso Panormide. Questo argomento è stato già trattato nel capitolo dedicato alla stratigrafia.

5. — L'affermazione che i terreni lagonegresi occupano una posizione basale è inesatta. Il M. Alpi, infatti, lungi dall'essere un Klippe sui terreni lagonegresi, è con ogni evidenza una finestra tettonica (SELLI

1962, ORTOLANI & TORRE 1971). Nella finestra tettonica di Campagna, inoltre, ancorchè il rilievo definitivo in corso non sia ancora stato pubblicato, si vede chiaramente la sovrapposizione dei terreni lagonegresi su terreni carbonatici e terrigeni (SCANDONE, SCROSSO & VALLARIO 1967).

6. — Il « problema di M. Alpi » fu correttamente impostato da GRANDJACQUET 1963: la presenza di *Orbulina universa* (SELLI 1957) costringe a porre il M. Alpi in una zona più esterna di quella corrispondente agli altri massicci carbonatici. Il problema viene liquidato da OGNIBEN mettendo in dubbio il ritrovamento di *Orbulina* da parte di SELLI e quindi l'età mediomiocenica di questi livelli. *Orbulina universa* è invece presente ed abbondante, non solo, ma studi di dettaglio più recenti inducono addirittura a riferire al Tortoniano i livelli miocenici più alti del M. Alpi (ORTOLANI & TORRE 1971).

7. — Il flysch numidico e la formazione di Serra Palazzo vengono considerati da OGNIBEN terreni ex-basali disarticolati dai terreni lagonegresi e slittati in avanti nel corso di una fase tardiva dell'orogenesi. Se così fosse essi non potrebbero che essere o tettonicamente sottoposti o tettonicamente sovrapposti (in connessione a fasi tettoniche tardive) ai terreni delle coltri alloctone. Nel foglio Melfi, viceversa, il flysch numidico, passante in alto regolarmente alla formazione di Serra Palazzo, giace sul Complesso Sicilide (Formazione di Corleto Perticara e argille variegata) con evidenti contatti stratigrafici (CENTAMORE 1969; CENTAMORE, CHIOCCHINI, JACOBACCI, LANARI & SANTAGATI 1971; CENTAMORE, CHIOCCHINI & MORETTI 1971). Secondo gli AA. suddetti si tratta di passaggi in continuità di sedimentazione; a mio parere si tratta di appoggi « pseudotrasgressivi » (3). Ciò che comunque è certo è che il contatto non è di natura tettonica, ma sedimentaria.

La sovrapposizione del flysch numidico all'alloctono o, se si vuole, l'intercalazione di alloctono nel flysch numidico è inconciliabile con lo schema di OGNIBEN che prevede l'arrivo dell'alloctono nell'area di sedimentazione del flysch numidico nel corso della IV fase (Serravaliano-Tortoniano).

(3) Uso qui il termine « pseudotrasgressione » nel senso datogli da PISCATORE, SCROSSO & TORRE 1970 (pag. 338), cioè di « appoggio stratigrafico di sedimenti prevalentemente terrigeni sulla *Piattaforma carbonatica* o parti di essa dopo la traslazione di quest'ultima verso l'Adriatico e la sua conseguente messa in posto in un bacino a sedimentazione terrigena ».

8. — Secondo OGNIBEN i complessi Calabride, Sicilide e Liguride si accavallerebbero al Complesso Panormide nel corso della III fase tettonica, del Serravalliano medio. PESCATORE, SCROSSO & TORRE (1970), viceversa, in accordo con SCANDONE 1967, provano che il Complesso Sicilide si accavalla al Complesso Panormide già nel Burdigaliano, e che il Complesso Panormide stesso subisce una traslazione in questa fase. Dal fronte delle coltri in movimento, inoltre, si distaccano zolle di varia dimensione, sia « rigide » (calcari e dolomie) sia « plastiche » (argille varicolori s.l.) che si intercalano nei depositi terrigeni dell'antistante bacino burdigaliano (« wildflysch » della formazione di Castelvetero).

Di queste obiezioni alcune (identificazione del Trias metamorfico di Lungro ed Acquafredda con il Complesso Liguride; non riconoscimento del raddoppiamento delle unità lagonegresi) sono di secondo ordine rispetto alla generalità del modello di OGNIBEN; altre (eccessiva semplificazione del Complesso Liguride e dei suoi rapporti col Complesso Calabride; esagerata semplificazione dei problemi concernenti le ofioliti) invalidano la parte relativa alle fasi precoci dell'orogenesi; altre (esistenza del Serravalliano e del Tortoniano al M. Alpi; posizione « basale » dell'Alpi rispetto ai terreni lagonegresi; sovrapposizione stratigrafica del flysch numidico sulla formazione di Corleto Perticara; esistenza del « wildflysch » di Castelvetero e, in generale, di una fase tettonica burdigaliana) fanno mettere in dubbio la complessiva validità dell'intero modello.

3.1. IL PROBLEMA DELL'ORIGINARIA POSIZIONE DEL BACINO LAGONEGRESE

Prescindendo dalle antiche concezioni di DE LORENZO, seguite dalla maggioranza dei geologi appenninici per oltre mezzo secolo, i primi fondati dubbi sulla posizione e sul significato dei terreni lagonegresi furono espressi da SIGNORINI nel 1939, il quale riconobbe il sovrascorrimento delle dolomie triassiche sugli scisti silicei allora considerati di età mediotriassica.

Gli anni 1956-57 marcano un sostanziale progresso delle conoscenze sulla geologia dei terreni lagonegresi. A breve distanza di tempo LUCINI (1956) riconosce nel Lagonegrese la continuità di sedimentazione tra scisti silicei e galestri (= flysch argilloso-filladico

p.p. di IPPOLITO & LUCINI 1957); TACOLI & ZOIA (1957) rinvencono microfaune giurassiche negli scisti silicei di S. Fele; SCARSELLA (1957) riconosce nella stessa zona una successione continua dai calcari con selce ai galestri. Una successione continua dai calcari con selce ai galestri, di età Trias superiore-Cretacico inferiore viene nel 1961 riconosciuta da RICCHETTI anche nella zona di Pignola-Abriola. SCANDONE (1962) distingue nel Lagonegrese un'unità carbonatica di età mesozoico-inframiocenica sovrascorsa su un'unità silicea mediotriassica-infracretacica. In questo lavoro SCANDONE propende per una probabile autoctonia dell'unità silicea e per un'alloctonia dell'unità carbonatica.

Nel 1962 vede la luce la fondamentale memoria di SELLI: *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. In questo lavoro i terreni lagonegresi vengono per la prima volta interpretati in un quadro organico come coltri alloctone, di provenienza tirrenica, che avrebbero scavalcato i massicci calcarei nel Burdigaliano.

GRANDJACQUET (1963) riconosce il ricoprimento dei massicci calcarei sui terreni lagonegresi, e lascia aperto il problema sull'originaria posizione del bacino lagonegrese che potrebbe essere sia interna che esterna rispetto alla ruga della piattaforma carbonatica.

Nel 1964 SCANDONE riconosce nei terreni carbonatici dell'alta valle dell'Agri delle facies corrispondenti ad originari margini di piattaforma. Interpretando il « flysch rosso » come la parte più alta della successione lagonegrese, supposta esterna rispetto alla piattaforma carbonatica, l'Autore riconosce nei « calcari pseudosaccaroidi » maastrichtiani un termine comune ai massicci calcarei ed ai terreni lagonegresi.

PIERI (1966) propende per l'autoctonia della serie lagonegrese, e così CRESCENTI (1966) che pone il bacino di Lagonegro tra la piattaforma carbonatica corrispondente ai massicci calcarei silentino-lucani e le Murge.

Sulla base di nuovi dati analitici SCANDONE (1967) ritorna all'interpretazione di SELLI (1962) di una totale alloctonia dei terreni lagonegresi. Questa posizione viene mantenuta in D'ARGENIO & SCANDONE 1970 e ancora in SCANDONE 1971.

Nella sintesi di OGNIBEN 1969 i terreni lagonegresi vengono considerati, come già detto, basali, e l'originario bacino è posto tra la piattaforma carbonatica e le Murge.

Disponendosi oggi di numerosi ulteriori dati analitici e di un più completo quadro geologico regionale è possibile avanzare una nuova ipotesi sulla posizione del bacino lagonegrese.

D'ARGENIO & SCANDONE 1970 hanno messo in evidenza l'esistenza di due piattaforme carbonatiche nell'Appennino meridionale. I principali caratteri distintivi della piattaforma interna, o piattaforma campano-lucana, sono i seguenti:

- 1) serie continua dal Trias al Cretacico superiore nella sua parte centrale;
- 2) diffusione del livello delle marne verdi ad *Orbitolina*,
- 3) ampia diffusione del Paleocene, rappresentato dalla formazione di Trentinara (SELLI 1962);
- 4) trasgressione inframiocenica nella sua parte centrale, con depositi prima calcarei (Aquitaniaco-Burdigaliano) e quindi terrigeni (Burdigaliano);
- 5) tettonogenesi di età burdigaliana.

I principali caratteri specifici della piattaforma esterna, o piattaforma abruzzese-campana, sono i seguenti:

- 1) serie continua dal Trias al Cretacico inferiore; lacuna mediocretacica frequentemente marcata da bauxiti; trasgressione sopracretacica;
- 2) assenza, in generale, della formazione di Trentinara;
- 3) trasgressione infra-mediomiocenica nella sua parte centrale, con depositi prima calcarei (Burdigaliano-Serravalliano), quindi terrigeni (Serravalliano-Tortoniano);
- 4) tettonogenesi di età tortoniana.

Ponendo il bacino lagonegrese tra la piattaforma campano-lucana e la piattaforma esterna sarebbero soddisfatti tutti i dati analitici dei quali si dispone al momento. In particolare:

- a) sarebbe giustificata la posizione del M. Alpi in finestra, basale ed esterno rispetto alle unità lagonegresi. L'età mediomiocenica della

trasgressione in questo massiccio, inoltre, sarebbe in accordo con la generale trasgressione infra-miomiocenica nella piattaforma esterna;

b) sarebbe giustificata la situazione riscontrata a Campagna (SCANDONE, SCROSSO & VALLARIO 1967), in cui l'unità carbonatica inferiore, sottostante le unità lagonegresi, dovrebbe appartenere alla piattaforma esterna. Durante l'esecuzione del rilevamento di dettaglio di questa zona in collaborazione con I. SCROSSO, rilevamento non ancora completato, è emerso che la sommità dei terreni terrigeni legati all'unità carbonatica inferiore è probabilmente tortoniana, e comunque non più antica del Serravalliano. Ciò è in completo accordo con l'età dei terreni miocenici legati alla piattaforma esterna.

3.2. I TERRENI DELL'UNITÀ FORAPORTA

Lungo la valle del Calore, e più a S lungo la valle del Noce tra la Tempa Pertusata e i dintorni di Rivello affiora una fascia di terreni carbonatici con caratteri litologici e tettonici particolari, interposta tra i terreni lagonegresi ad E e i massicci calcarei della piattaforma campano-lucana ad O. Questi terreni, che chiamo qui unità Foraporta (4) sono tettonicamente sovrapposti all'unità lagonegrese II e sono a loro volta tettonicamente ricoperti dai terreni carbonatici della piattaforma campano-lucana.

L'unità Foraporta appare al suo interno suddivisa in tre scaglie tettoniche costituite, dal basso in alto, da:

- a) dolomie bianche (Norico);
- b) dolomie nere (Retico? - Infralias?);
- c) calcari neri (Lias medio-Dogger).

Le superfici di accavallamento delle scaglie non sono tra loro parallele, per cui l'unità intermedia può a luoghi mancare e i calcari neri giacciono direttamente sulle dolomie bianche (es. M. Iatile).

La superficie di ricoprimento unità Foraporta-unità lagonegrese II, conforme ai terreni lagonegresi, tronca le superfici di accavallamento

(4) Dal Monte Foraporta presso Lagonegro, abbastanza noto nella letteratura per il lavoro di GRECO (1900).

delle scaglie. Di conseguenza sui terreni lagonegresi possono poggiare indifferentemente le dolomie bianche (M. Arenazza, Zango, M. Iatile), le dolomie nere (La Calda, valle del Noce), i calcari neri (M. Iatile).

Sulla carta geologica allegata gli affioramenti più meridionali dell'unità Foraporta sono presso Rivello. Vorrei però prospettare, sia pur in via ipotetica, la possibilità che le dolomie triassiche e i calcari liassici dei monti di Lauria (M. La Spina e Tempa Arena Bianca) appartengano all'unità Foraporta. In questa ipotesi le scaglie di calcari liassici sulle dolomie, descritte da BONARDI 1966, potrebbero rappresentare scaglie di calcari neri sulle dolomie bianche, mentre la sovrapposizione calcari a rudiste-dolomie triassiche, descritta anch'essa da BONARDI, potrebbe rappresentare il sovrascorrimento dei massicci calcarei silentino-lucani sull'unità Foraporta.

Scaglie tettoniche analoghe a quelle di Lauria si trovano anche tra Montesano sulla Marcellana e Ponte del Re (es. M. Cosomale, Torrente Acquabianca).

Gli affioramenti più settentrionali dell'unità Foraporta nella carta geologica sono lungo la valle del Calore tra Lagonegro e Moliterno. Esiste la possibilità che i Monti della Maddalena e i monti di Vietri di Potenza (SCANDONE & BONARDI 1967; SCROSSO 1967) rappresentino un'unità tettonica distinta dai massicci calcarei silentino-lucani (unità dell'Alburno-Cervati nella carta geologica), e corrispondano invece alla unità Foraporta. Ad ogni modo ho preferito, per il momento, limitare gli affioramenti dell'unità Foraporta a quelli accertati, escludendo quelli ipotetici, che sono stati cartografati assieme all'unità dell'Alburno-Cervati.

Darò qui di seguito i caratteri essenziali della successione nei terreni Foraporta, dal basso verso l'alto.

Dolomie bianche. Affiorano principalmente al M. Arenazza, allo Zango, sul versante settentrionale del M. Iatile, alla Ferriera di Nemoli e presso Rivello. La roccia è per lo più in stato cataclastico, e la stratificazione è generalmente mal riconoscibile. Lo spessore non supera il centinaio di metri. I fossili più comuni sono rappresentati da *Gervillea exilis* che fa assegnare alle dolomie bianche un'età norica.

Dolomie nere. Affiorano principalmente lungo la valle del Noce, tra la Tempa Pertusata e la deviazione per Lagonegro dalla superstrada. La successione è data da una monotona sequenza di dolomie grigio

scure e nere, frequentemente ittiolitiche, ben stratificate e spesso straterellate, con a luoghi sottili letti di carbone sapropelico (5). A più altezze si rinvencono straterelli di microbreccie gradate, dolomitizzate e in parte silicizzate. Lo spessore complessivo non supera i 70-80 metri. Gli unici fossili riscontrati sono costituiti da modelli di piccoli gasteropodi e da lamellibranchi indeterminabili. L'età è pertanto sconosciuta. Ipotizzando un'originaria continuità dalle dolomie nere ai calcari neri, l'età più probabile sarebbe Retico-Lias inferiore.

Calcari neri. I calcari neri affiorano estesamente alla Tempa Pertusata, al M. Foraporta, alla Serra del Palo, al M. Iatile e alla Serra Luceta. La successione meglio esposta è osservabile al Canale del Torno, dove è aperto un profilo di circa 250 metri di spessore. È possibile dividere la sezione in tre parti:

a) la prima parte, immediatamente soprastante le dolomie nere, è costituita da calcilutiti e subordinatamente da calcareniti, con intercalazioni di sottili livelli marnosi gialli. Sono molto frequenti fenomeni di *slumping*. Lo spessore è di 80-100 metri.

Nei livelli marnosi sono contenute ammoniti non determinabili. L'età è medioliassica per le microfacies e per la posizione stratigrafica;

b) la seconda parte è costituita da un'alternanza di calcari marnosi giallo-verdognoli e marne gialle, dello spessore complessivo di circa 15 metri.

Nelle marne sono contenuti numerosi modelli di ammoniti, e alla sommità si rinvencono frequenti posidonomie. L'età è Lias superiore;

c) la terza parte è costituita da calcari oolitici (6-7 metri), conglomerati intraformazionali (una ventina di metri), calcilutiti e calcareniti a grana fine con rari livelli di calcari oolitici e di conglomerati intraformazionali (circa 130 metri). Lo spessore totale di questa terza parte della sezione è poco più di 150 metri.

L'età è Dogger (e forse Malm) per le microfacies e per la posizione stratigrafica.

La facies dei terreni dell'unità Foraporta indica una deposizione in ambiente di mare sottile nel Trias superiore, evolvente a bacino nel Giurassico, con profondità moderate, sempre nettamente al di sopra della profondità di compensazione della calcite. La posizione geometrica dei terreni Foraporta è, come si è visto, tra i terreni carbonatici dell'unità

(5) Uno studio petrografico inedito di questi carboni, segnalati da DE LORENZO nel 1924, fu eseguito da F. IPPOLITO nel 1950.

Alburno-Cervati in alto e quelli delle unità lagonegresi in basso. Facies ed assetto geometrico, pertanto, suggeriscono di collocare l'originaria area di sedimentazione dei terreni Foraporta in una zona di transizione tra la piattaforma campano-lucana e il bacino lagonegrese.

3.3. UNITÀ TETTONICHE ED UNITÀ PALEOCEOGRAFICHE

Nell'Italia meridionale si distinguono, come è noto, i seguenti grandi elementi tettonici, da oriente verso occidente:

- a) avampaese pugliese;
- b) avanfossa bradanica;
- c) catena appenninica.

L'avampaese pugliese è costituito da una potente successione di carbonati mesozoico-terziari rappresentanti la copertura di uno zoccolo cratonico non affiorante, che si suppone appartenere al continente africano.

L'avanfossa, o Fossa Bradanica, borda all'esterno la catena appenninica, ed è colmata da depositi elastici pliocenici e quaternari. Questi depositi lungo il fianco occidentale del bacino poggiano sul fronte delle coltri appenniniche, lungo il fianco orientale poggiano sui carbonati dell'avampaese pugliese.

La catena è un edificio a coltri di ricoprimento costruito in più fasi orogeniche, le ultime delle quali recentissime. Lo stile tettonico generale è tipicamente di copertura nell'Appennino campano-lucano. Nella zona calabro-lucana, invece, vengono coinvolti nel trasporto orogenico anche parti del basamento cristallino ercinico e pre-ercinico (es. « formazione dioritico-kinzigitica »). In questa regione, inoltre, l'orogenesi alpina lascia una ben marcata impronta di metamorfismo.

Nella zona studiata le unità tettoniche costituenti l'Appennino campano-lucano sono divise in unità « interne » ed unità « esterne ».

Le unità interne sono rappresentate dall'alto in basso dal complesso delle argille varicolori (Complesso Sicilide in OGNIBEN 1969), dal flysch del Cilento (Complesso Liguride p.p. di OGNIBEN) e dal complesso metamorfico del Frido. Quest'ultimo contiene imballate masse di rocce ofiolitiche e cristalline riferibili a quelle che in Calabria costituiscono le unità ofiolitiche I e II e l'unità « dioritico-kinzigitica » (DIETRICH & SCANDONE 1972).

Le unità esterne sono costituite dall'alto in basso dai « flysch esterni », dalle unità carbonatiche appartenenti alla piattaforma campano-lucana, dalle unità lagonegresi, dall'unità del M. Alpi.

I « flysch esterni » sono rappresentati dal « flysch di Castelvetere » di PESCATORE, SCROSSO & TORRE (1970), che si estende verso S sino alla regione del Vallo di Diano, dal flysch di Gorgoglione (SELLI 1962), dal flysch numidico (OGNIBEN 1963, 1969) o formazione di Stigliano (SELLI 1962), e dalla formazione di Serra Palazzo (SELLI 1962), dal flysch calcareo marnoso della Daunia o formazione di Faeto (CROSTELLA & VEZZANI 1964). La posizione di questi terreni è discussa in PESCATORE (1970).

Le unità carbonatiche riferibili alla piattaforma campano-lucana sono rappresentate dall'unità del M. Bulgheria (estendentesi a N nell'isola di Capri, e corrispondente, a S, all'unità Verbicaro di BOUSQUET & GRANDJACQUET 1969), dall'unità Alburno-Cervati (estendentesi a N nei Monti Picentini e nell'Avella-Partenio, e corrispondente, a S, alla unità Campotenese-Pollino di BOUSQUET & GRANDJACQUET), e dall'unità Foraporta (probabilmente estendentesi a N nei Monti della Maddalena, e correlabile a S con l'unità Timpone Pallone di BOUSQUET & GRANDJACQUET).

L'unità del M. Alpi è correlabile, a N, con i massicci calcarei del Matese-Maggiore, appartenenti alla piattaforma carbonatica abruzzese-campana (D'ARGENIO & SCANDONE 1970; ORTOLANI & TORRE 1971). Non si hanno elementi certi per stabilire se la piattaforma abruzzese-campana si estendeva con continuità o meno dal Matese fino al M. Alpi. Il problema è discusso in ORTOLANI & TORRE.

Non sono in affioramento le unità più esterne dell'Appennino meridionale, appartenenti al margine esterno della piattaforma abruzzese-campana e al bacino molisano, che affiorano più a N (Matese settentrionale, Frosolone).

Relativamente alle unità interne i dati analitici dei quali si dispone non sono sufficienti a permettere la costruzione di un profilo palinspastico. Il modello proposto da OGNIBEN 1969, come si è accennato in premessa, appare troppo semplicistico per poter essere accettato. Per le unità esterne, viceversa, è stato possibile trovare una corrispondenza tra unità tettoniche ed unità paleogeografiche, ricavando il seguente profilo palinspastico dall'esterno verso l'interno:

- a) piattaforma apula;
- b) bacino molisano;

- c) piattaforma abruzzese-campana;
- d) bacino lagonegrese;
- e) piattaforma campano-lucana.

Nella tabella 2 sono indicate le corrispondenze tra unità tettoniche ed unità paleogeografiche. Nella tabella 3 sono riassunte le successioni di tutte le unità finora individuate, sia « interne » che « esterne ». Esse sono tratte dalla letteratura esistente, in particolare da SCANDONE 1967, 1971; OGNIBEN 1969; PESCATORE, SCROSSO & TORRE 1970; PESCATORE 1970; ORTOLANI & TORRE 1971; DIETRICH & SCANDONE 1972.

TABELLA 2

Unità Paleogeografiche	Unità Tettoniche
piattaforma carbonatica campano-lucana	unità Bulgheria unità Alburno-Cervati unità Foraporta
bacino lagonegrese	unità lagonegrese II unità lagonegrese I
piattaforma carbonatica abruzzese-campana e piattaforma del M. Alpi	unità Matese-Maggiore e unità del M. Alpi
bacino molisano	unità di Frosolone
piattaforma apula	unità murgiana, avampaese appenninico

3.4. LA TETTONICA PRE-OROGENICA NELLE ZONE ESTERNE DELL'APPENNINO CAMPANO-LUCANO

A) *Trias*. Il *Trias* medio è nell'Appennino, come in molte altre zone del Mediterraneo, un periodo di grande instabilità tettonica. I movimenti mediotriassici, di tipo tafrogenico, dissezionano l'infrastruttura ercinica, producendo una gran quantità di materiali clastici che si accumulano nelle zone depresse con modalità che conferiscono ai depositi strutture sedimentarie simili a quelle di un flysch (formazione di M. Facito, *Trias* metamorfico di Lungro-Acquaformosa). Con questa fase tettonica si individuano i primi lineamenti delle zone appenniniche

esterne, e il bacino lagonegrese si differenzia dalla piattaforma campano-lucana da un lato e dalla piattaforma abruzzese-campana dall'altro. Non si hanno elementi per sapere se il bacino molisano si sia individuato anch'esso in questo momento o più tardi, nel corso della fase infra-medioliassica.

Le dimensioni della piattaforma campano-lucana (tav. 1) sono nel Trias superiore certamente maggiori che nel Giurassico (6), dal momento che le zone di soglia giurassiche ricevono stratigraficamente zone di retroscogliera triassiche (M. Bulgheria, Monti della Maddalena). In quest'area, inoltre, la subsidenza è costantemente compensata dalla sedimentazione, di modo che le facies rimangono sempre di mare basso. La velocità di subsidenza e di sedimentazione è di 70-80 Bubnoff (B) nel Trias superiore (7). Nel bacino lagonegrese, invece, la riduzione del rifornimento del materiale detritico durante il Ladinico fa sì che la velocità di subsidenza prenda il sopravvento sulla velocità di sedimentazione. Nel Trias superiore la sedimentazione è pertanto decisamente pelagica. La velocità di subsidenza supposta è di almeno 100 B nei fianchi del bacino (calcarei con selce dell'unità lagonegrese II), con valori fino a tre volte maggiori nella sua parte assiale (calcarei con selce dell'unità lagonegrese I). La velocità di sedimentazione calcolata varia da 20 (facies prossimali) a 50 B (facies distali).

B) *Giurassico*. Nel Lias inferiore continuano a sussistere le condizioni descritte nel Trias. Alla fine del Lias inferiore una fase tettonica di vaste proporzioni interessa le zone marginali della piattaforma campano-lucana (8), che viene tagliata longitudinalmente da grandi faglie che resteranno attive per il resto del Mesozoico. Nel bacino lagonegrese questi movimenti sono testimoniati dall'abbondanza di calciruditi gradate nelle facies prossimali (S. Fele, Vietri di Potenza).

Durante il Giurassico inferiore si registra nella piattaforma campano-lucana una tendenza al restringimento, in connessione con l'attività tettonica lungo i bordi, i quali corrispondono spesso a linee di faglia. Durante il Giurassico superiore in quelle zone dove le faglie non hanno impostato scarpate troppo ripide, si assiste ad un movimento contrario, e la piattaforma tende a riallargarsi. Nella regione del M.

(6) Lo stesso si può dire più a Nord, fuori dell'area in esame, per la piattaforma abruzzese-campana.

(7) L'unità di misura Bubnoff (FISCHER 1969) corrisponde ad 1 mm/1000 anni, ovvero 1 m/1 milione di anni.

(8) V. nota 6.

Bulgheria, ad esempio, dove è conservata la zona di transizione tra la piattaforma campano-lucana e il più esterno dei bacini « interni », è rappresentato un tipico ciclo trasgressivo-regressivo delle facies di scogliera tra il Lias inferiore e il Malm superiore.

Nella piattaforma campano-lucana, così come al M. Alpi, la velocità di subsidenza, compensata dalla velocità di sedimentazione, è di una ventina di B nella sua parte centrale. Nelle zone di soglia (Monti della Maddalena, unità Verbicaro), questi valori possono ridursi fino ad annullarsi.

Nel bacino lagonegrese la velocità di subsidenza supposta è di circa 100 B (con valori molto più elevati nella parte centrale del bacino), la quale tende ad arrestarsi durante il Malm, per assumere addirittura valori negativi alla fine del Giurassico. Le velocità di sedimentazione calcolate variano da un minimo di 1-1,5 B (zone distali del bacino) ad un massimo di 4 B (fianco interno del bacino). La profondità di compensazione della calcite è raggiunta al passaggio Lias-Dogger nelle zone prossimali del bacino (*facies S. Fele*, *facies Pignola-Abriola*), al passaggio Trias-Lias nella parte assiale (*facies Lagonegro-Sasso di Castalda*).

C) *Cretacico*. Durante il Cretacico continuano i movimenti lungo le faglie liassiche, e al tempo stesso si creano nuove fratture anche nelle aree centrali della piattaforma campano-lucana. Queste nuove faglie, che producono breccie intraformazionali frequenti soprattutto nel Cretacico medio (GUZZETTA 1963), hanno piccoli rigetti verticali, dell'ordine delle decine o al più di qualche centinaio di metri. Le faglie liassiche, invece, nell'intervallo Lias medio-Cretacico superiore realizzano rigetti verticali finanche di duemila metri (monti ad O e ad E del Vallo di Diano, SCANDONE & BONARDI 1967). Non vi sono evidenze di trascorrenze.

Al M. Alpi la sequenza mesozoica si arresta al Cretacico inferiore molto basso, ma più a N, nei massicci calcarei appartenenti alla piattaforma abruzzese-campana durante il Cretacico medio si arriva all'emersione di vaste aree nelle cui zone più depresse si accumulano depositi bauxitici che sono poi ricoperti dai calcari del Cretacico superiore (D'ARGENIO 1963, 1966).

Nella piattaforma campano-lucana la velocità di subsidenza, compensata dalla velocità di sedimentazione, ha valori medi di 20 B nelle sue parti centrali. Nelle zone di soglia tali valori possono ridursi fino ad annullarsi.

Nel bacino lagonegrese i valori della velocità di subsidenza sono probabilmente nulli o negativi. Ammettendo un'originaria prosecuzione dai galestri al « flysch rosso » i valori della velocità di sedimentazione calcolabili raggiungono un massimo di circa 10 B.

Nel Senoniano superiore si registra una fase tettonica di entità comparabile a quella liassica. Nella piattaforma campano-lucana le faglie che limitano spesso retroscogliera e soglia si riattivano bruscamente, ed altre se ne creano; le zone già di retroscogliera emergono, mentre quelle di soglia sprofondano rapidamente e su di esse, dove il pendio lo consente, si depositano sedimenti clastici derivanti dallo smantellamento delle zone in via di emersione (calcari « pseudosaccaroidi » e breccie a frammenti di rudiste) (9). Nel bacino lagonegrese la fase tettonica senoniana è testimoniata dall'arrivo di abbondante materiale clastico carbonatico (calcari « pseudosaccaroidi » e breccie a frammenti di rudiste del « flysch rosso »), che si depone qui con caratteri di torbide.

D) *Paleogene*. Nel Paleogene le aree di piattaforma sono prevalentemente emerse, mentre nel bacino lagonegrese continuano le alternanze di sedimentazione pelagica (calcilutiti e marne) e soprattutto detritica (calciruditi e calcareniti gradate).

Nelle aree emerse il carsismo lascia spesso la sua impronta. Si tratta di fenomeni carsici superficiali, accompagnati a luoghi (Coccollo-Serralunga-Cervati) dalla formazione di argille residuali. L'assenza di un carsismo profondo può essere messa in relazione alla scarsa elevazione delle aree emerse.

E) *Miocene inferiore*. Nell'Aquitano si verifica una generale trasgressione (SELLI 1957) che interessa tutte le aree precedentemente emerse della piattaforma campano-lucana. La sedimentazione è all'inizio carbonatica, con calcareniti glauconitiche, quindi evolve a terrigena.

L'inizio della sedimentazione terrigena coincide con l'inizio del diastrofismo nelle zone esterne.

3.5. L'OROCENESI NELLE ZONE ESTERNE

I processi orogenetici che portarono alla costruzione della catena si svolsero in una serie di eventi che migrarono nel tempo e nello spazio: nel tempo dal Burdigaliano al Pliocene medio-superiore, nello

(9) V. nota 6.

TABELLA 3

	UNITA' "INTERNE" DELL'APPENNINO CAMPANO - LUCANO			A. UNITA' ESTERNE INTERESSATE DALLE FASI BURDIGALIANA, TORTONIANA E MEOPIOCENICA					B. UNITA' INTERESSATE DALLE FASI TORTONIANA E MEOPIOCENICA			C. UNITA' INTERESSATE DALLA FASE MEOPIOCENICA	D. TERRENI AUTOCTONI DELLA FOSSA BRADANI CA	E. MURGE		
	"ARGILLE VARICOLORI"	FLYSCH DEL CILENTO	FRIDO	BULGHERIA	ALBURNO - CERVATI	MONTI DELLA MADALENA	FORAPORTA	LAGONEGRO II	LAGONEGRO I	a	"FLYSCH ESTERNI" b				c	MONTE ALPI
CALABRIANO PLOCENE superiore															argille, sabbie e conglomerati	calcareniti
PLIOCENE medio e inferiore															argille, sabbie e conglomerati	argille, sabbie e calcareniti
MESSINIANO TORTONIANO superiore															discordanza delle coltri appenniniche	discordanza o debole discordanza angolare sui calcari delle Murge
TORTONIANO inferiore SERRAVALLIANO															argille, siltiti, arenarie e conglomerati	
BURDIGALIANO															discordanza angolare sulle unita' A e B e sulle unita' "interne"	
BURDIGALIANO AQUITANIANO				flysch marnoso-arenaceo; calcilutiti e calcareniti gradate a Miogypsina	flysch marnoso-arenaceo; calciruditi e calcareniti a Miogypsina	flysch marnoso-arenaceo; calciruditi e calcareniti a Miogypsina		quarzoareniti gradate, calciruditi e calcareniti gradate con Miogypsina							discordanza sulle unita' A e sulle unita' "interne"	
PALEOGENE	tufiti; argille varicolori; arenarie, calcareniti gradate e calcilutiti	flysch arenaceo-marnoso (formazione di S. Mauro e form. di Albidona)		calcilutiti con Globorotalia e globigerine	disconformita'	calcari a nummuliti e alveoline		calciruditi e calcareniti gradate con macroforaminiferi, con intercalazioni di marne rosse e verdi							disconformita'	
CRETACICO superiore	arenarie, calcareniti gradate e calcilutiti; argille varicolori	flysch arenaceo e calcarenaceo (form. di Pollinca e form. del Saraceno)		calcilutiti con Globotruncana; calciruditi e calcareniti gradate con orbitoline	dolomie e calcari a rudiste	calciruditi e calcareniti a frammenti di rudiste, con Orbitoides media		calciruditi e calcareniti gradate con frammenti di rudiste e con Orbitoides media; calcareniti gradate; selci e argilliti silicee							disconformita'	dolomie e calcari a rudiste
CRETACICO inferiore	flysch arenaceo conglomeratico	"black shales", calcari silicei e quarzoareniti a grana fine, gradate (form. delle Crete Nere)	argilloscisti nerastri, calciruditi e calcareniti gradate, quarziti. Il complesso, affetto da epimetamorfismo, contiene imballate masse di pietre verdi e di rocce cristalline	disconformita'	calcilutiti e calcareniti con orbitoline, dolomie e calcari a milioliti, calcari oolitici	disconformita'		argilliti silicee, calcareniti gradate, calcari allodapici con radiolari e rare calpionelle		"black shales", calcari allodapici, rare calcareniti gradate						dolomie, calcilutiti e calcareniti con orbitoline
MALM DOGGER				calcari con coralli ed Ellipsactinia; calcari con selce.	calcilutiti con Clypeina jurassica e con Cladocoropsis mirabilis; calcareniti calcari oolitici	calcari con Ellipsactinia e coralli; calcari oolitici	calcilutiti; conglomerati intraformazionali e breccie oolitiche	radiolariti con intercalazioni di calcareniti gradate con Protopenneria striata								
LIAS superiore				marne gialle e calcari marnosi con ammoniti.	calcari con Lithotis problematica, Orbitosella praecursor, Paleodasycladus mediterraneus	disconformita'	calcari marnosi e marne gialle con ammoniti	calciruditi e calcareniti gradate, argilliti silicee, selci								
LIAS medio				calcari con selce	calcari con Paleodasycladus mediterraneus		calcilutiti e calcareniti con interstrati argillosi	calciruditi e calcareniti gradate, argilliti silicee, selci								
LIAS inferiore				calcari massicci con alghe e coralli; breccie	calcari e calcari dolomitici con megalodonti	calcari e calcari dolomitici con Megalodonti	dolomie nere, con sottili livelli di carbone	calcareniti gradate, argilliti silicee, marne								
TRIAS superiore				dolomie grige e nere con Gervilleia exilis, Worthenia solitaria, Megalodon	dolomie grige e bianche con Gervilleia exilis, Worthenia solitaria, Megalodon	dolomie grige e bianche con Gervilleia exilis, Worthenia solitaria, Megalodon	dolomie bianche con Gervilleia exilis	dolomie e calcari con selce con Halobia, conglomerati intraformazionali								
TRIAS medio								arenarie, siltiti, argille e marne a Daonella; calcari massicci con Diplopora e Teutlopora								

successione sconosciuta del fianco esterno del bacino lagonegrese

disconformita' o debole discordanza angolare

spazio dal bordo interno della piattaforma campano-lucana al bordo interno della piattaforma apula.

Le originarie dimensioni trasversali dell'insieme dei domini esterni dovevano essere non inferiori a 400 chilometri, che sono la larghezza del profilo palinspastico più « prudente » dal bordo interno della piattaforma campano-lucana al bordo interno della piattaforma apula. Le dimensioni trasversali attuali della catena sono di 100-150 chilometri, dei quali non meno di trenta giacciono sovrapposti all'avampese.

Le principali fasi a prevalente movimento orizzontale furono tre: fase burdigaliana, fase tortoniana e fase mediopliocenica.

La fase burdigaliana creò il primo appilamento di coltri, con un accorciamento totale non inferiore a 150 chilometri.

La fase tortoniana, con un ulteriore accorciamento di circa 100 chilometri, costruì nelle sue linee essenziali l'edificio della catena. Quest'ultimo nella fase mediopliocenica fu trasportato in avanti *in toto* di almeno trenta chilometri.

Nel Pliocene superiore, e soprattutto nel Pleistocene, avvenne il sollevamento isostatico, ed il Calabriano si trova attualmente sollevato sino a circa 1000 metri sul livello del mare.

Le velocità di traslazione delle coltri, pur non essendo ricavabili con precisione perchè mancano dati quantitativi sulla durata delle singole fasi orogeniche, sono comunque dell'ordine dei centimetri per anno, cioè delle decine di migliaia di B. Il sollevamento pleistocenico si realizzò invece con velocità medie intorno al millimetro per anno, cioè intorno al migliaio di B.

1) *Fase burdigaliana.* Nell'Aquitano-Burdigaliano le aree emerse della piattaforma campano-lucana furono interessate da una generale trasgressione (SELLI 1957). La sedimentazione fu per breve tempo calcarea, quindi evolse a terrigena, con facies di flysch sia sulla piattaforma campano-lucana (formazione del Bifurto, SELLI 1957), sia nel bacino lagonegrese (parte sommitale del « flysch rosso »). Il primo annuncio del diastrofismo fu dato da olistostromi di argille varicolori nei depositi terrigeni burdigaliani; quindi il complesso delle argille varicolori, il flysch del Cilento e il complesso del Frido si accavallarono sulla piattaforma campano-lucana che fu spinta in avanti, rompendosi in due parti: l'unità Alburno-Cervati e l'unità Foraporta. La prima sovrascorse sulla seconda, che a sua volta si accavallò sul fianco interno del bacino lagonegrese. Quest'ultimo, infine, (unità lagonegrese II) sovrascorse su parti più distali del bacino.

Con la fase tettonica burdigaliana al posto dell'ampio bacino lagonegrese si instaurò un bacino di dimensioni minori, in gran parte impostato sulle coltri burdigaliane, nel quale riprese la sedimentazione terrigena in facies di flysch (« flysch esterni ») precedentemente interrotta dall'arrivo delle coltri. Da oriente verso occidente si susseguono le aree di sedimentazione del « flysch » dauno (formazione di Faeto in CROSTELLA & VEZZANI 1964), quella del flysch numidico e della formazione di Serra Palazzo, quella del flysch di Gorgoglione e del « wild-flysch » di Castelvetere. Quest'ultimo si sedimentò all'estremo lato occidentale del bacino, dove si andavano staccando dalla fronte delle coltri in movimento grossi frammenti, sia competenti (blocchi calcarei delle dimensioni delle decine e finanche del centinaio di chilometri cubici) che incompetenti (olistostromi di argille varicolori), i quali slittavano nel bacino intercalandosi ai depositi terrigeni (PESCATORE, SCROSSO & TORRE 1970).

Il momento di massima attività di questa fase orogenica si verificò nel Burdigaliano medio. Nel Serravalliano si ebbe una ripresa dei movimenti, che interessarono soprattutto l'unità dell'Alburno-Cervati, la quale sovrascorse in parte sui Monti della Maddalena. La fase serravalliana, ad ogni modo, fu di entità di gran lunga inferiore a quella burdigaliana e a quella tortoniana, e per questa ragione è considerata qui come un prolungamento della fase burdigaliana, dalla quale non è nettamente separata.

2) *Fase tortoniana.* Nel Burdigaliano-Serravalliano le aree emerse della piattaforma del M. Alpi e in generale di tutta la piattaforma abruzzese-campana furono interessate da una generale trasgressione (SELLI 1957; GRANDJACQUET 1963; ORTOLANI & TORRE 1971). La sedimentazione fu prima calcarea, di mare basso (calcari a macroforaminiferi e molluschi), quindi calcarea pelagica (calcari ad *Orbulina*) e infine terrigena.

Anche stavolta l'inizio della sedimentazione terrigena coincise con l'inizio di una nuova fase diastrofica. Le unità lagonegresi, le unità carbonatiche della piattaforma campano-lucana, le coltri « interne » e i « flysch esterni » si accavallarono alla piattaforma del M. Alpi che a sua volta con ogni probabilità sovrascorse sui terreni del bacino molisano. Durante il trasporto orogenico per frazionamento dell'unità Alburno-Cervati ebbe origine l'unità Bulgheria.

Nelle depressioni delle coltri, dopo la fase tortoniana, si impostarono una serie di bacini per lo più a scarsa circolazione, con depositi

terrigeni ed evaporitici. Nel Pliocene inferiore questi bacini si allargarono sempre più, fondendosi infine in un unico grande bacino avente oltre 70 chilometri di larghezza, allungato secondo l'Appennino, limitato ad oriente dall'avampaese pugliese.

3) *Fase mediopliocenica.* Nel Pliocene medio si verificò l'ultima fase tettonica con prevalente componente traslativa. Le uniche tracce in superficie di questa fase sono rappresentate dalla discordanza angolare nei bacini intrappenninici e sul bordo occidentale della Fossa Bradanica tra il Pliocene inferiore-medio, in giacitura finanche verticale, e il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore suborizzontale. In profondità questa fase è ampiamente documentata dai risultati dei sondaggi per ricerche petrolifere. Essi hanno messo in evidenza che le coltri appenniniche ricoprono per circa trenta chilometri argille del Pliocene medio le quali poggiano trasgressive sui calcari delle Murge (CARISSIMO, D'ACOSTINO, LONDO & PIERI 1963; PIERI 1966; Servizio Geologico d'Italia, fogli Matera e Montalbano Ionico).

Con l'accavallamento della catena sull'avampaese cessa, nell'Appennino meridionale, la tettonica orizzontale.

3.6. IL SOLLEVAMENTO DELLA CATENA

Dopo l'ultima fase orogenica con prevalenti movimenti orizzontali, il bacino che nel Pliocene medio separava la catena dall'avampaese si ridusse di larghezza e migrò verso oriente costituendo il bacino della Fossa Bradanica. Contemporaneamente nelle depressioni della catena si impiantarono una serie di bacini di minori dimensioni, come ad esempio il bacino di S. Arcangelo (VEZZANI 1967c; LENTINI 1968), e il bacino di Calvello (CIAMPO 1970).

Finalmente iniziò il sollevamento isostatico. A questi movimenti le unità carbonatiche « rigide » delle due piattaforme sudappenniniche reagirono spezzandosi con una serie di faglie subverticali di grande rigetto. Le unità del flysch e delle argille varicolori, invece, reagirono deformandosi per lo più plasticamente. Dal fronte delle coltri, inoltre, olistostromi di argille varicolori colarono nella Fossa Bradanica intercalandosi alle argille pleistoceniche.

L'attuale profilo trasversale della catena è fortemente dissimmetrico rispetto allo spartiacque, presentando le massime altezze (intorno ai 2000 metri) in prossimità della costa tirrenica, e degradando poi ab-

bastanza dolcemente verso la Valle del Bradano. Questa dissimmetria morfologica è l'eredità di una dissimmetria del sollevamento pleistocenico. A mezza strada tra il Tirreno e l'avampaese pugliese, infatti, i valori del sollevamento post-calabriano sono di circa 1000 metri, contro un centinaio di metri soltanto nell'avampaese.

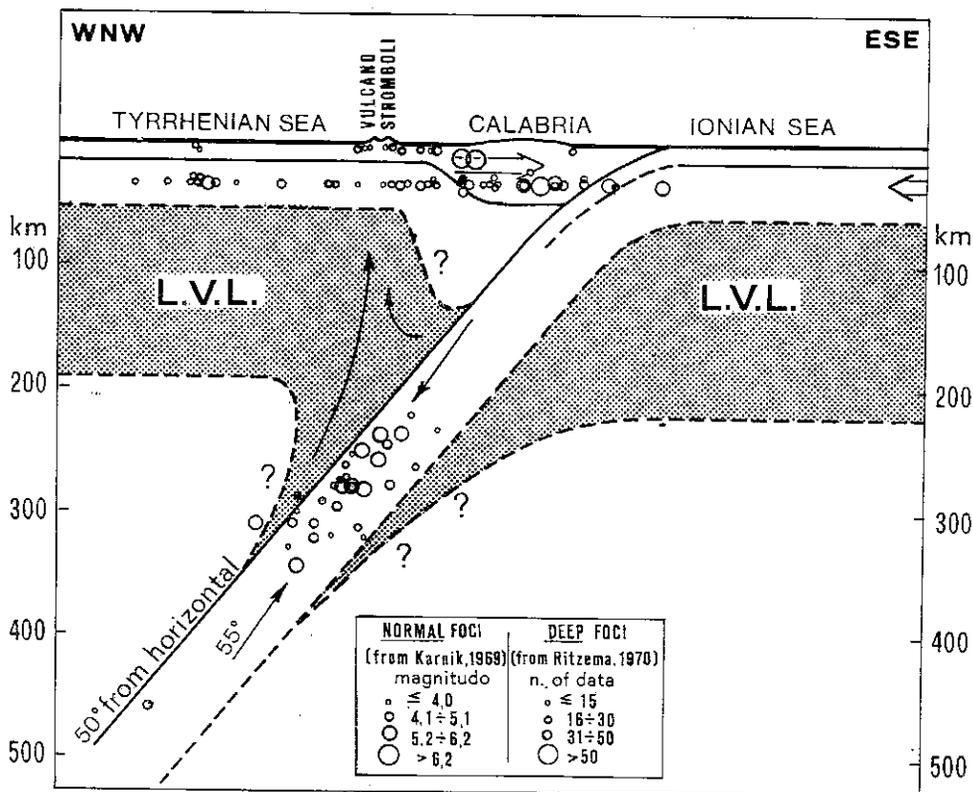


Fig. 3. — Da MORELLI (1970). Sezione dal Tirreno allo Ionio attraverso la regione calabra, mostrandone la struttura profonda dell'Italia meridionale.

Nel Pleistocene superiore, finalmente, l'Appennino raggiunse una configurazione praticamente identica all'attuale. La fig. 3 tratta da MORELLI 1970, relativa alla zona calabra, mostra un'interpretazione molto interessante della struttura profonda attuale dell'Italia meridionale.

LAVORI CITATI NEL TESTO E AGGIORNAMENTO ALLA BIBLIOGRAFIA
DI SCANDONE 1967

AUBOUIN J., 1959 - *Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie*. Ann. Géol. P. Hellén., s. 1^a, 10, Athènes.

AUBOUIN J., 1965 - *Geosynclines*. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam.

BARBIERI F. & ZANZUCCHI G., 1967 - *Osservazioni preliminari sul flysch dell'alta valle del Sele (Avellino)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 3, n. 1, pp. 1-16 in estratto.

BOENZI F. & CIARANFI N., 1968 - *Sulla presenza di depositi da frane sottomarine nelle argille varicolori dell'Appennino lucano*. Boll. Soc. Geol. It., 87, pp. 505-509.

BOENZI F. & CIARANFI N., 1970 - *Stratigrafia di dettaglio nel «Flysch di Gorgoglione» (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., 9, pp. 65-69.

BOENZI F., CIARANFI N. & PIERI P., 1968 - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura e di Oliveto Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 7, pp. 379-392.

BONARDI G., 1966 - *Osservazioni geologiche sui Monti di Lauria*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 75, pp. 181-200.

BOUSQUET J. C., 1972 - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Thèse, Montpellier.

BOUSQUET J. C. & DUROIS R., 1967 - *Découverte de niveaux anisiens et caractères du métamorphisme alpin dans la région de Lungro (Calabre)*. C. R. Ac. Sc., s. D, 264, pp. 204-207.

BOUSQUET J. C. & GUEREMY P., 1968 - *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. I. Bassin du Mercure et haute vallée du Sinni*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 10, n. 3, pp. 225-238.

BOUSQUET J. C. & GRANDJACQUET C., 1969 - *Structure de l'Apennin calabro-lucanien (Italie mérid.)*. C. R. Ac. Sc., s. D, 268, pp. 13-16.

BRÖNNIMANN P., DURAND DELGA M., GRANDJACQUET C., 1971 - *Présence simultanée de *Protopeneroplis striata* WEINSCHENK et de *Calpionelles néocomiennes* dans le*

- « *flysch galestrino* » de *Lucanie (Italie méridionale)*. Rev. de Microp., 14, n. 5 (num. spéc. à la mém. du Prof. Cuvillier), pp. 96-101.
- CARISSIMO L., D'AGOSTINO O., LODDO C. & PIERI M., 1963 - *Petroleum exploration by Agip Mineraria and new geological information in central and southern Italy from the Abruzzi to the Taranto gulf*. VI Congresso Mondiale del Petrolio, sez. 1, n. 27, pp. 1-26 in estratto.
- CENTAMORE E., 1969 - *Contributo alla geologia della Basilicata: la stratigrafia dei complessi in facies di flysch affioranti nel II quadrante del Foglio 187 « Melfi »*. Nota preliminare. Boll. Serv. Geol. d'It., 89 (1968), pp. 23-35.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., LANARI G. & SANTACATI G., 1971 - *Geologia della zona nord-occidentale del F. 187 « Melfi » (Lucania)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 91 (1970), pp. 113-148.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A., 1971 - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (prov. di Potenza)*. Studi Geol. Camerti, 1, pp. 97-122.
- CHIOCCHINI U. - 1969 a - *Una serie oligo-miocenica a Nord di Torella dei Lombardi (Foglio 186 « S. Angelo dei Lombardi » IV NE)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 89 (1968), pp. 65-74.
- CHIOCCHINI U., 1969 b - *Olistostromi nei dintorni di Montemarano (F. 186, S. Angelo dei Lombardi. IV NO)*. Boll. Soc. Geol. It., 88, pp. 381-390.
- CHIOCCHINI U., 1969 c - *Flysch oligo-miocenico e sedimenti pliocenici tra S. Angelo dei Lombardi e Luogosano*. Boll. Serv. Geol. d'It., 90, pp. 3-37.
- CIAMPO G., 1970 - *I terreni plio-pleistocenici nei dintorni di Calvello (Potenza). Studio statistico di Bulimina etnea SEG. e Bulimina gibba FORN.* Mem. Soc. dei Natur. in Napoli, 78 (1969), pp. 181-209.
- COCCO E., 1972 - *Torbiditi calcaree ed arenacee nelle Argille Variegate dei Monti del Sannio (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, pp. 145-159.
- COCCO E. & DI GIROLAMO P., 1970 - *Magmatismo hawaïtico nei paraconglomerati terziari del flysch del Cilento*. Mem. Soc. dei Natur. in Napoli, 78 (1969), pp. 249-292.
- COCCO E. & PESCATORE T., 1968 - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania)*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 77, pp. 51-91.
- COTECCHIA V. & DEL PRETE M., 1970 - *Geologia dei dintorni di Vietri di Potenza e particolari caratteri d'instabilità dei versanti in flysch ed argille varicolori*. Geol. Appl. e Idrogeol., 5, pp. 57-132.
- CRESCENTI U., 1966 - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*. Boll. Soc. Geol. It., 85, pp. 541-579.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L., 1964 - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., 83, n. 1, pp. 121-141.

- D'ARGENIO B., 1963 - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano*. Mem. Soc. Geol. It., 4 (1962), pp. 1-53 in estratto.
- D'ARGENIO B., 1966 - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 5, pp. 279-299.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P., 1972 - *Schema geologico dell'Appennino campano-lucano*. Acc. dei Lincei, in corso di stampa.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P., 1970 - *Jurassic facies pattern in the Southern (Campania-Lucania) Apennines*. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar., 54, n. 2, pp. 383-396 (Colloquium on the Mediterranean Jurassic, Budapest, Sept. 1969).
- DE CAPOA BONARDI P., 1970 - *Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo-silico-marnosa della Lucania (Appennino meridionale)*. Studio paleontologico e biostratigrafico. Mem. Soc. dei Natur. in Napoli, 78 (1969), pp. 1-127.
- DE CASTRO COPPA M. G., MONCHARMONT ZEI M., PESCATORE T., SCROSSO I. & TORRE M., 1969 - *Depositi miocenici e pliocenici ad est del Partenio e del Taburno (Campania)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 7^a, I, pp. 479-512.
- DE LORENZO G., 1896 - *Studi di geologia nell'Appennino meridionale*. Atti Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli, s. 2^a, 8, n. 7, pp. 1-128.
- DE LORENZO G., 1924 - *Litantrace nel Mesozoico di Lagonegro in Basilicata*. Rend. Acc. dei Lincei, Cl. Sc. fis., s. 5^a, 33, p. 21.
- DE STASIO L. M., 1971 - *Su di alcune microfaune rinvenute nel flysch galestrino della Lucania (serie calcareo-silico-marnosa)*. Mem. Soc. dei Natur. in Napoli, 78 (1969), pp. 409-419.
- DIETRICH D. & SCANDONE P., 1972 - *The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines*. Atti Acc. Pontaniana in Napoli, n. s., 21, pp. 1-15 in estratto.
- DONZELLI G. & CRESCENTI U., 1970 - *Segnalazione di una microbiofacies permiana, probabilmente rimaneggiata, nella formazione di M. Facito (Lucania occidentale)*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 79, pp. 59-75.
- FISCHER A., 1969 - *Geological time-distance rates: the Bubnoff Unit*. Geol. Soc. Am. Bull., 80, pp. 549-552.
- GAMBASSINI P., 1967 - *Il conglomerato calabrese della Serra del Cedro presso Tricarico (Matera)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6^a, 18, pp. 153-157.
- GARRISON R. E. & FISCHER A., 1969 - *Deep water limestones and radiolarites of the alpine Jurassic. Depositional environments in carbonate rocks, a Symposium*. Gerald M. Friedman editor. Soc. of Ec. Pal. and Miner., sp. publ. 14, pp. 20-55.
- GRANDJACQUET C., 1963 - *Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie)*. Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn., s. 2^a, 5, n. 3, pp. 185-202.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. & LORENZ C., 1972 - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennins de la Ligurie à la Calabre*. Soc. Geol. It., pre-print.

- GRECO B., 1900 - *Fossili oolitici del Monte Foraporta presso Lagonegro in Basilicata*. Pal. Italica, 5, pp. 105-124.
- GUZZETTA G., 1963 - *Brecce intraformazionali dolomitiche nella serie cretacea della Penisola Sorrentina*. Mem. Soc. Geol. It., 4 (1962), pp. 1-7 in estratto.
- IPPOLITO F. & LUCINI P., 1957 - *Il flysch nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 75 (1956), n. 3, pp. 139-167.
- LENTINI F., 1967 - *Le successioni stratigrafiche plio-pleistoceniche sui due lati della dorsale Nocera-Colobraro (Matera)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6^a, 18, pp. 181-206.
- LENTINI F., 1968 - *Stratigrafia micropaleontologica dei terreni plio-pleistocenici di Sant'Arcangelo (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6^a, 19, pp. 255-344.
- LENTINI F., 1969 a - *Sezioni stratigrafiche plioceniche nella Val d'Agri presso Gargnano (Matera)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6^a, 20, pp. 19-79.
- LENTINI F., 1969 b - *Facies e stratigrafia dei depositi pliocenici affioranti fra il fiume Agri e la zona di Craco (Matera)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 7^a, 1, pp. 529-556.
- LUCINI P., 1956 - *Alcune osservazioni sui rapporti tra la formazione del « flysch » e quella degli scisti silicei nel territorio di Lagonegro in Basilicata*. Boll. Soc. Geol. It., 75, n. 1, pp. 16-23.
- LUPERTO E., 1964 - *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza)*. Pal. Italica, 57 (1962), n. s. 27, pp. 1-9.
- MARINI M., 1968 - *Osservazioni sul flysch dell'Appennino campano-lucano fra Lavianno (Salerno) e sant'Ilario di Atella (Potenza)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 5 (1967), n. 1, pp. 37-63.
- MATTAVELLI L. & NOVELLI L., 1968 - *Petrografia e diagenesi della serie carbonato-argilloso-silicea di S. Fele*. Rend. Soc. It. Min. e Petr., 24, n. 1, pp. 47-67.
- MORELLI C., 1970 - *Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea*. Boll. Geof. teor. e appl., 12, n. 48, pp. 275-308.
- OGNIBEN L., 1963 - *Il Flysch Numidico nel quadro della geologia della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., 4 (1962), pp. 1-13 in estratto.
- OGNIBEN L., 1969 - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, n. 4, pp. 453-763.
- ORTOLANI F. & TORRE M., 1971 - *Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 90, pp. 213-248.
- PALMENTOLA G., 1967 - *Sui rapporti tra la « formazione di Stigliano » e la « formazione di Serra Palazzo » nei dintorni di Tolve (Potenza)*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 75, pp. 291-297.

- PALMENTOLA G., 1969 - *Osservazioni stratigrafiche sulla formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Campomaggiore (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 7^a, 1, pp. 41-48.
- PALMENTOLA G., 1970 - *Nuovi dati e considerazioni sulla formazione di Serra Palazzo in Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., 9, pp. 81-90.
- PESCATORE T., 1970 - *Considerazioni sulla sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano*. Atti Acc. Pontaniana in Napoli, n. s., 20, pp. 397-413.
- PESCATORE T., SCROSSO I. & TORRE M., 1970 - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. dei Natur. in Napoli, 78 (1969), pp. 337-406.
- PIERI M., 1966 - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*. Geol. Romana, 5, pp. 407-424.
- RADINA B., 1958 - *Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano*. Boll. Soc. Geol. It., 77, n. 3, pp. 183-203.
- RICCHETTI G., 1961 - *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., 80, n. 3, pp. 247-268.
- RICHTER M., 1967 - *Bemerkungen zur Geologie des Cilento (Süd-Italien)*. N. Jb. Geol. Paläont. M., 1967 n. 11, pp. 684-699.
- SCANDONE P., 1962 - *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli, s. 4^a, 28, pp. 436-444.
- SCANDONE P., 1964 - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza)*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 72 (1963), pp. 125-131.
- SCANDONE P., 1965 - *Osservazioni su una località fossilifera a brachiopodi nel Ladinico della serie calcareo-silico-marnosa lucana al M. Facito*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 74, pp. 311-316.
- SCANDONE P., 1967 a - *Sul significato dei « calcari con liste e noduli di selce » di S. Fele e delle breccie calcaree negli scisti silicei della Lucania*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 76, pp. 189-198.
- SCANDONE P., 1967 - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 76, pp. 301-469.
- SCANDONE P., 1971 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 199 Potenza e 210 Lauria*. Servizio Geol. d'It. Roma.
- SCANDONE P., 1972 - *Die Orogenese in den Externiden des Südapennins (Campania, Lucania Italien)*. Acc. Sc. Slovacca, vol. ccl. 75° ann. D. Andrusov. In corso di stampa.
- SCANDONE P. & BONARDI G., 1967 - *Synsedimentary tectonics controlling deposition*

of Mesozoic and Tertiary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di Diano (Southern Apennines). Mem. Soc. Geol. It., 7, pp. 1-10.

SCANDONE P., SGROSSO I. & VALLARIO A., 1967 - *Finestra tettonica nella serie calcareo-silico-marnosa presso Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 76, pp. 247-254.

SCARSELLA F., 1957 - *Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 76, n. 3, pp. 53-59.

SELLI R., 1957 - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. di Geologia, s. 2ª, 26 (1954-55), pp. 1-54.

SELLI R., 1962 - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3 (1960), pp. 737-789.

SGROSSO I., 1967 - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica nella zona di Vietri di Potenza con particolare riguardo alla trasgressione miocenica*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 75 (1966), pp. 463-495.

SIGNORINI R., 1939 - *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino lucano*. Rend. Acc. dei Lincei, Cl. Sc. fis., s. 6ª, 29, pp. 558-562.

SIGNORINI R., 1957 - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., 75 (1956), n. 3, pp. 69-90.

TACOLI M. L. & ZOJA L., 1957 - *L'età degli scisti silicei di S. Fele*. Boll. Soc. Geol. It., 76, n. 1, pp. 36-45.

TADDEI RUGGIERO E., 1968 - *Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania). Studio paleontologico e statistico*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 77, pp. 349-392.

TORRE M., 1970 - *Studio biostratigrafico del Paleogene del Monte Bulgheria*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 78 (1969), pp. 355-364.

VEZZANI L., 1967 a - *Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza)*. Geol. Romania, 6, pp. 87-120.

VEZZANI L., 1967 b - *I depositi plio-pleistocenici del litorale ionico della Lucania*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6ª, 18, pp. 159-180.

VEZZANI L., 1967 c - *Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6ª, 18, pp. 207-227.

VEZZANI L., 1968 a - *Stratigrafia dei terreni infra-mesopliocenici di Ruvo del Monte (Potenza)*. Boll. Acc. Gioenia in Catania, s. 4ª, 9, n. 7-8, pp. 507-545.

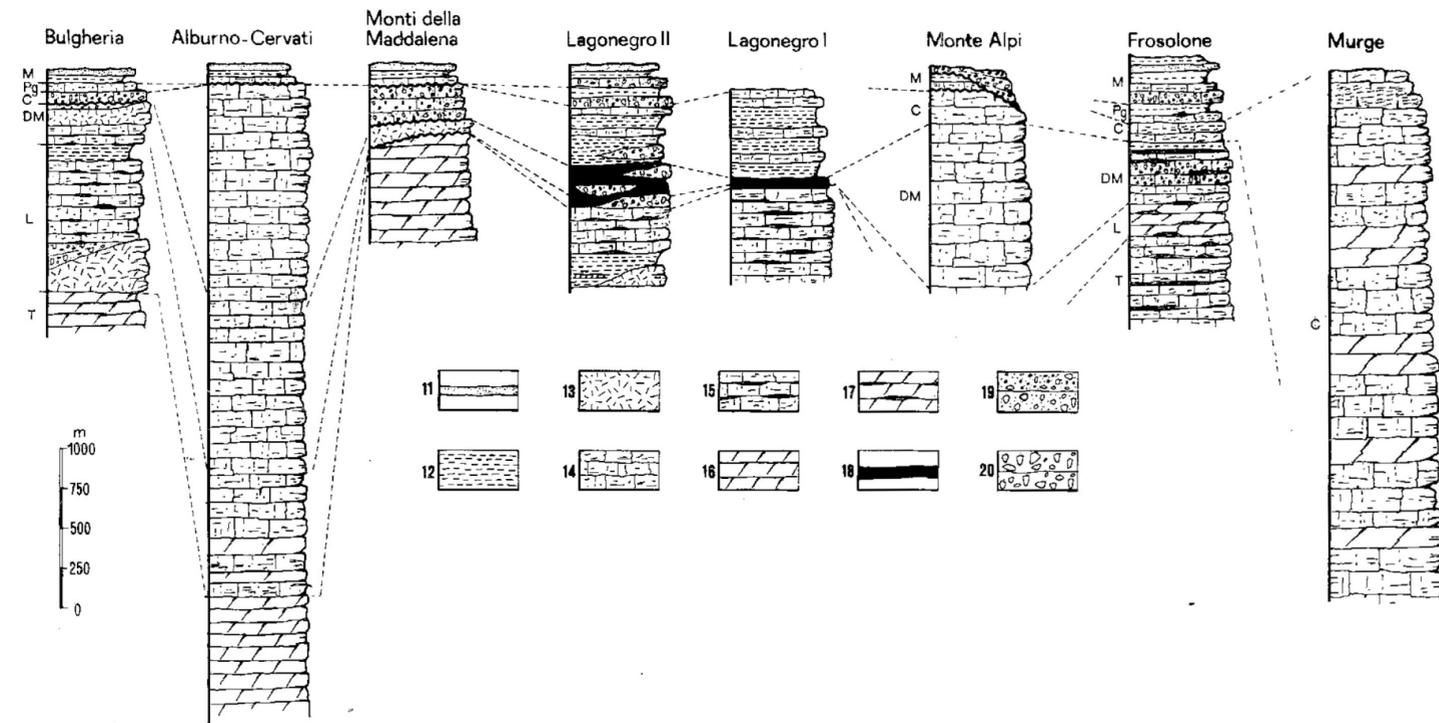
VEZZANI L., 1968 b - *Geologia della Tavoletta Castronuovo S. Andrea (Prov. di Potenza, F. 211, IV SE)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6ª, 19, pp. 9-108.

VEZZANI L., 1968 c - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Sarceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Jonio e il Torrente Frideo*. Geol. Romana, 7, pp. 229-275.

- VEZZANI L., 1968 d - *Rapporti fra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e S. Lorenzo Bellizzi*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6^a, 19, pp. 109-144.
- VEZZANI L., 1968 e - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 6^a, 20, pp.189-222.
- VEZZANI L., 1969 - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) fra il Pollino ed il Sinni (Lucania)*. Geol. Romana, 8, pp. 129-176.
- VEZZANI L., 1970 - *Le ofioliti della zona tra Castelluccio inferiore e S. Severino Lucano (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia in Catania, s. 7^a, 2, pp. 1-49.

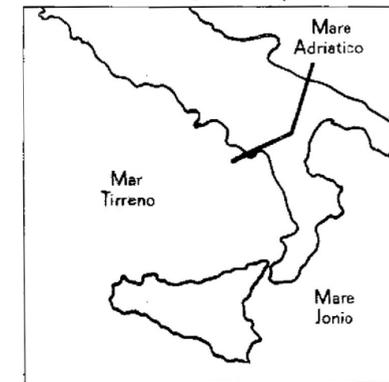
Licenziato alle stampe il 30 novembre 1972.

LE UNITA' ESTERNE DELL'APPENNINO MERIDIONALE



EVOLUZIONE DELLE ZONE ESTERNE DELL'APPENNINO DAL MESOZOICO ALL'ATTUALE IN UN PROFILO ATTRAVERSO L'ITALIA MERIDIONALE DAL TIRRENO ALL'ADRIATICO. P. SCANDONE, 1972

Localizzazione del profilo



ATTUALE

PLIOCENE SUPERIORE

TORTONIANO

SERRAVALLIANO

BURDIGALIANO

LIAS MEDIO-OLIGOCENE

0 5 10 15 20 25 30 km

